SAARBERGWERKE AG

Geologische Abteilung an der
Bergingenieurschule Saarbrücken

Petrographische und petrophysikalische Untersuchungen an Sandsteinen und Konglomeraten des Westfal C und D aus dem Saarkarbon

von

Dipl.-Geol. [redacted] Klaus Weber, Freie Universität Berlin

1968

Ausarbeitung Nr. 8

zum Forschungsvorhaben "Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen über die Herkunft und das Auftreten von Grubengas im saarländischen Steinkohlengebirge".

September 1967

Petrographische und petrophysikalische Untersuchungen an Sandsteinen und Konglomeraten des Westfal C und D aus dem Saarkarbon

I N A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Klaus Weber

aus Finsterwalde

1. Referent: Prof. Dr. M. Richter
2. " : Priv. Doz. G. Kinenper

Tag der mündl. Prüfung: 6. Dez. 1966

Tag der Promotion: 26. MRZ. 1968

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Inhalt

	Seite
Vorwort	4
1. Einleitung	4
2. Petrophysikalische Untersuchungen	6
2.1 Bestimmungen der petrophysikalischen Daten	6
2.2 Fehler der petrophysikalischen Messungen	6
3. Petrographische Untersuchungen	8
3.1 Untersuchungsmethode	8
3.2 Petrographische Beschreibung der untersuchten Sandsteine und Konglomerate	10
3.2.1 Röntgenographischer Befund	10
3.2.2 Mikroskopischer Befund	13
3.2.2.1 Geröllfraktion	13
3.2.2.2 Matrix	14
3.2.2.3 Zement	15
3.3 Faziestypen der untersuchten Sandsteine und Konglomerate	18
3.3.1 Typ I	18
3.3.2 Typ II	18
3.3.3 Typ III	19
3.3.4 Regionale und stratigraphische Verbreitung der Faziestypen	20
3.4 Diagenese der untersuchten Sandsteine und Konglomerate	22
3.4.1 Setzung	22
3.4.1.1 Primäre Porosität	22
3.4.1.2 Reduktion des Porenraumes	23
3.4.2 Diagenetische Umbildungen und Neubildungen	26
3.4.2.1 Diagenetische Veränderungen an Feldspäten	26
3.4.2.2 Diagenetische Veränderung an Quarz	28
3.4.2.3 Diagenetische Veränderung an Glimmern	28

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548904_0012

Seite

3.4.2.4 Diagenetische Veränderung an Kaolinit 29

3.4.3 Zementation 30

3.4.3.1 Karbonat 30

3.4.3.2 Pyrit 31

3.4.3.3 Authigener Quarz 32

3.4.3.4 Kaolinit und Serizit-Illit 33

3.4.3.5 Ausscheidungsfolge des Zementes 34

4. Korrelation petrophysikalischer und petrographischer Daten 34

4.1 Porosität in Abhängigkeit von petrographischen Parametern 34

4.1.1 Faziestyp I 34

4.1.2 Faziestyp II 35

4.2 Permeabilität in Abhängigkeit von petrographischen Parametern 38

4.3 Ergebnisse der Kapillardruckmessungen 39

4.4 Porosität in Abhängigkeit von der stratigraphischen Lage der Teufe und der Tektonik 43

4.5 Normalporositätsverlauf 47

4.6 Dichte der untersuchten Sandsteine und Konglomerate in Abhängigkeit von Teufe, Petrographie, Fazies und Tektonik 48

4.6.1 Dichte in Abhängigkeit von der Teufe 48

4.6.2 Dichte in Abhängigkeit von Petrographie und Fazies 49

4.6.3 Dichteänderung in Abhängigkeit von der Tektonik 53

5. Permeabilität als Funktion der Porosität 53

6. Anisotropie der Permeabilität 54

7. Beschreibung zu den Abbildungen 25 bis 30 55

8. Zusammenfassung 55

Schriftenverzeichnis 59

Tafeln 64

Vorwort

Diese Untersuchungen sind Teil eines Forschungsvorhabens "Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen über die Herkunft und das Auftreten von Grubengas im saarländischen Steinkohlengebirge" und behandeln petrophysikalische und damit im Zusammenhang stehende petrographische Eigenschaften der Sandsteine und Konglomerate des Westfal C und D.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Max Richter, danke ich für die Erteilung dieses Themas als Dissertation und für sein förderndes Interesse, das er dem Fortgang dieser Arbeit entgegenbrachte.

Herr Privatdozent Dr. Gottfried Kneuper, unter dessen Leitung dieses von der Europäischen Gemeinschaft für Kohle und Stahl und der Saarbergwerke AG unterstützte Forschungsvorhaben durchgeführt wird, danke ich für die Betreuung dieser Arbeit und für viele Anregungen und Diskussionen.

Den Mitarbeitern an diesem Forschungsvorhaben, insbesondere den Herren Dr. W. Giesel, Dr. R. Teichmüller, Dr. G. Stadler und Dr. H. Damberger, bin ich für viele anregende Diskussionen dankbar. Außerdem gilt mein besonderer Dank Herrn Dipl.-Physiker M. Rieckmann.

Die petrophysikalischen Messungen wurden durch die Firma Géopétrole, Paris, ausgeführt. Herrn Professor Dr. Houpeurt, dem wissenschaftlichen Direktor der Firma Géopétrole, möchte ich für viele Hinweise und Anregungen bei der Beurteilung der gemessenen petrophysikalischen Daten danken.

1. Einleitung

Ziel der Untersuchungen

Vor Beginn dieser Untersuchungen war sehr wenig über die petrophysikalischen Eigenschaften der karbonischen Sandsteine des Saargebietes bekannt. Einige Bestimmungen der Porosität und Permeabilität, die auf Veranlassung der Geologischen Abteilung der Bergingenieurschule Saarbrücken an Proben aus Kernbohrungen vorgenommen worden waren, zeigten, daß insbesondere in den Schichten des Westfal sehr geringe Porositäten und Durchlässigkeiten zu vermuten waren. Weiterreichende Schlüsse waren auf Grund der wenigen Daten nicht möglich.

Ziel der vorliegenden Untersuchung ist es, eine möglichst detaillierte Kenntnis über die regionale und stratigraphische Verteilung von Porosität, Durchlässigkeit und Dichte zu erhalten und gleichzeitig auf Grund petrographischer Untersuchungen Zusammenhänge zwischen petrographischen und petrophysikalischen Eigenschaften zu finden, die eine ungefähre Einschätzung der genannten petrophysikalischen Eigenschaften durch petrographische Ansprache ermöglichen.

In dieser Arbeit wird über die Ergebnisse der Untersuchungen an Sandsteinen und Konglomeraten aus dem Westfal C und D berichtet. Folgende petrophysikalische Eigenschaften wurden untersucht:

a) effektive Porosität an 1000 schichtparallel orientierten zylindrischen Prüfkörpern,

b) Luftpermeabilität an 1000 schichtparallel und 1000 schichtnormal orientierten zylindrischen Prüfkörpern,

c) Dichte der 1000 parallel zur Schichtung orientierten Prüfkörper und

d) Verteilung der Poreneingangsradien mittels Quecksilberkapillardruckmessungen an 50 Proben verschiedener Korngröße.

Die Prüfkörper wurden aus Kernen von Tiefbohrungen der Saarbergwerke AG gewonnen (Abb. 1).

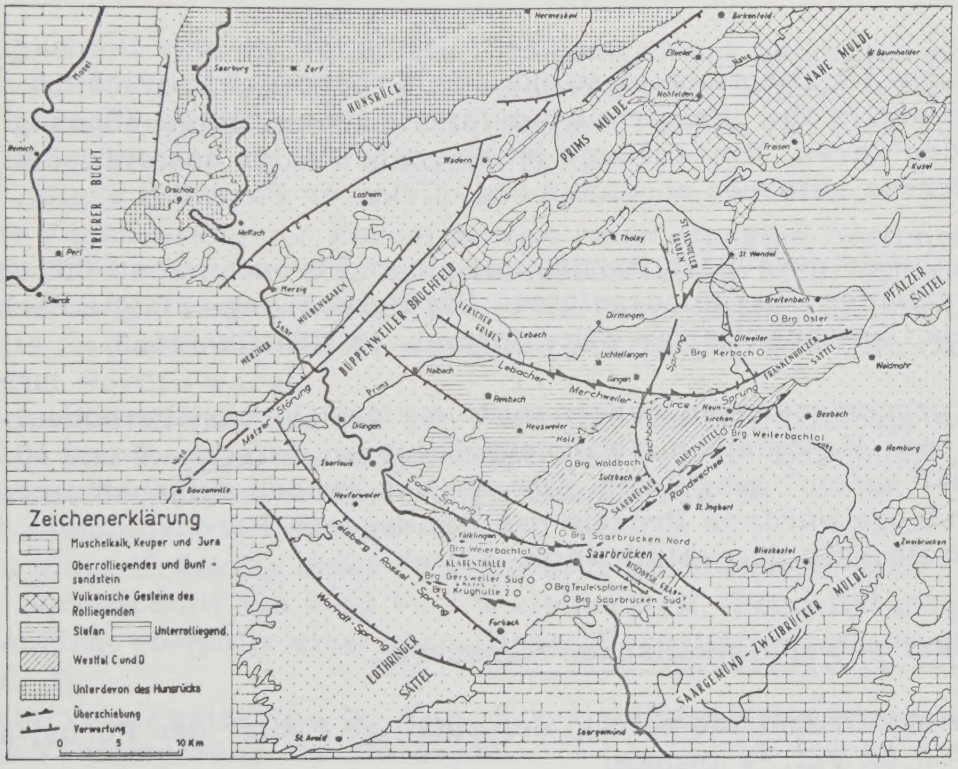


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Saarlandes nach G. KNEUPER

Die untersuchte Schichtenfolge umfaßt die Saarbrücker Gruppe, welche im Saarland untergliedert wird in:

Heiligenwalder	Schichten	
Luisenthaler	Schichten	Westfal D
Geisheck	Schichten	

Sulzbacher Schichten
Rothell Schichten Westfal D
St. Ingberter Schichten

Die bis über 2500 m mächtigen Schichtenfolge setzt sich aus Konglomeraten, Sandsteinen, Tonsteinen[+] und Kohleflözen zusammen.
Zur Gliederung der Schichtenfolge werden neben den Flözen besonders die Kaolintonsteine herangezogen, welche innerhalb des Westfal über größere Entfernung sichere Leithorizonte darstellen.

2. Petrophysikalische Untersuchungen

2.1 Bestimmung der petrophysikalischen Daten

Die Untersuchungen wurden an zylindrischen Prüfkörpern mit einem Durchmesser von 22 mm und einer Länge von 20 - 30 mm durchgeführt. Die effektive Porosität wurde nach der Tränkungsmethode bestimmt. Als Waschflüssigkeit diente Chloroform, als Tränkungsmittel Tetrachlorkohlenstoff.

Die Berechnung der Dichte erfolgte aus dem Trockengewicht und dem Feststoffvolumen der Probe, welche zurvor für die Porositätsberechnung bestimmt worden waren. Diese Dichte ist mit dem Fehler behaftet, der sich aus der Differenz zwischen absoluter und effektiver Porosität ergibt.

Die Permeabilitätsmessungen wurden mit einem verbesserten Luftpermeameter mit variabler Charge ausgeführt. Die Berechnung erfolgte nach der für isotherme Gase erweiterten Filterformel von DARCY (1856).

Die Kapillardruckmessungen wurden mittels eines Quecksilberporosimeters mit zwei Manometern für Druckablesungen zwischen 0 und 10 kg/cm^2 und 10 und 250 kg/cm^2 ausgeführt. Die von den Proben aufgenommene Quecksilbermenge wurde in Prozent des gemessenen Porenvolumens als Funktion des Druckes dargestellt (Abb. 11).

2.2 Fehler der petrophysikalischen Messungen

Nach Angabe der Géopétrole beträgt der zufällige Fehler der Porositätsmessungen ± 0,22 Vol. % absolut.

In Bezug auf die Porositätsmessungen wurden eine Reihe systematischer Fehler untersucht.
Neubildung im Porenraum: Um Anhaltspunkte zu erhalten, ob während der Lagerung der Proben vor der Porositätsbestimmung im Porenraum

---

[+] Einem Vorschlag A. SCHERP's (1963) folgend, sollen verfestigte, aber ungeschieferte Tongesteine hier Tonsteine genannt werden. Die synonymen "Tonsteine", welche in Flözen oder in deren Nachbarschaft auftreten, werden hier Kaolintonsteine genannt.

Salze ausgeschieden worden sind, die eine Verminderung der Porosität verursachen könnten, wurden sieben Proben mit einem Gemisch aus Benzol, Alkohol und Wasser (2 : 1 + 3 % H_2O) gewaschen und einer zweiten Porositätsbestimmung unterzogen. Es wurden keine höheren Porositäten gemessen. Einfluß der Trocknungstemperatur auf die Porosität: Sämtliche Proben waren für die Porositätsbestimmung bei 70° C getrocknet worden. Um zu prüfen, ob diese Trocknungstemperatur ausreicht, um das gesamte Porenwasser zu entfernen, wurden 11 Proben bei 104° C acht Stunden getrocknet. Die mittlere Differenz beträgt + 0,09 Vol. % absolut und ist damit wesentlich kleiner als der zufällige Fehler der Messungen.

Untersuchung über die Vollständigkeit der Tränkung: Es bestand der Verdacht, daß auf Grund der geringen Durchlässigkeiten, besonders der sehr feinkörnigen Sandsteine, eine vollständige Tränkung nur schwer zu erreichen ist. Deshalb wurden an 35 Proben verschiedener Bohrungen Vergleichsmessungen unter erhöhtem Tränkungsdruck durchgeführt. Der dafür günstigste Druck wurde zuvor ermittelt. Es zeigte sich, daß bei Drucken über 20 atm etwas geringere Porositäten gemessen werden.

Im Durchschnitt sind die bei 20 atm Tränkungsdruck gemessenen Porositäten um 0,145 Vol. % größer. Der relative Fehler beträgt bei einer durchschnittlichen Porosität der hier untersuchten Proben von 2,95 Vol. % 4,9 % und ist kleiner als der zufällige Fehler.

Zeitliche Veränderung der Porosität: Bei einer erneuten Bestimmung der Porosität früher untersuchter Sandsteinproben ergab sich, daß eine Abnahme der Porosität festzustellen war. Die erste Bestimmung erfolgte im Februar, die zweite im September 1965, wobei die Prüfkörper schon im Oktober 1964 vorbereitet worden waren.
Die durchschnittliche Abnahme der Porosität von 26 Gesteinsproben zwischen der ersten und zweiten Messung beträgt 0,68 Vol. %. Das entspricht einer monatlichen Porositätsverminderung von 0,10 Vol. %.

Auch bei einer Tränkung unter 20 atm wurde an 56 Proben nach 5 Monaten eine im Durchschnitt um 0,53 Vol. % kleinere eff. Porosität gemessen. Das entspricht ebenfalls einer monatlichen Porositätsverminderung von ca. 0,10 Vol. %.
Sandsteine vom Faziestyp I (s. Kap. 3.3.1) zeigten keine systematische zeitliche Verminderung der Porosität.

Klinkenbergkorrektur: Die gemessenen Durchlässigkeiten liegen in der Größenordnung von 10^{-1} md bis 10^{-3} md. Derart geringe Permeabilitäten sind eine Folge sehr kleiner Poren, in denen rein laminarer Fluß, wie ihn die DARCY-Gleichung voraussetzt, nicht mehr möglich ist.

Solch geringe Permeabilitäten müssen nach KLINKENBERG (1941) eine Korrektur erfahren, da sich durch die Gleitung von Gasen längs fester Wände (KUNDT & WARBURG 1875) bei sehr feinporigen Gesteinen eine merkliche Erhöhung der Durchlässigkeit bemerkbar macht. Bei unendlich hohen Drucken, praktisch jedoch schon bei 50 atm, ist diese Gleitung gleich Null, und die Bewegung verläuft bei entsprechend geringen Druckdifferenzen

laminar.

Fehler der Kapillardruckmessungen: Der Fehler der Kapillardruckmessungen wird mit steigender Sättigung und zunehmendem Porenvolumen (HOUPEURT, 1965) kleiner. Um den Beginn des Eindringens von Quecksilber in eine Gesteinsprobe möglichst genau zu bestimmen, wurde an den untersuchten Proben der "Schwellendruck" gemessen. Dafür wurde in eine mit CCl_4 gesättigte und von einer Gummimanschette ummantelten Probe Luft eingedrückt und der Druck bestimmt, bei dem in einem sich über der Probe befindenden CCl_4-Volumen die erste kleine Luftblase erschien. Die Genauigkeit dieser Methode ist um so größer, je langsamer die Injektion der Luft erfolgt (HOUPEURT, 1966).

Der Beginn ("displacement pressure") der in Abb. 11 dargestellten Kapillardruckkurven entspricht dem berechneten Schwellendruck.

Die Genauigkeit der Kapillardruckmessungen wird bei geringen Drucken nach RIECKMANN & BECKER (1962) auch dadurch reduziert, daß ein gewisses Quecksilvervolumen notwendig ist, um die Rauhigkeit der Prüfkörperoberfläche auszufüllen. Sie entwickelten eine graphische Korrekturmethode, bei der alle Sättigungen oberhalb des Wendepunktes einer log - Pc - Darstellung gegen 1/Pc aufgetragen werden. Die sich aus den ersten Meßwerten unterhalb des Wendepunktes ergebende Gerade wird bis zum letzten Meßpunkt extrapoliert. Der Abzweigungspunkt der Meßkurve von der Geraden gibt den Beginn der Quecksilberinjektion ("displacement pressure") an. Die eingedrungene Quecksilbermenge entspricht dem Differenzbetrag zwischen der Kurve und der "Anlegegeraden". Nach dieser Methode erhält man auch oberhalb des "displacement pressure" ein fortschreitendes Anlegevolumen.

Vergleicht man den nach der Anlegemethode und nach dem Schwellendruckverfahren ermittelten "displacement pressure", so stellt man eine recht gute Übereinstimmung fest. Bei Proben mit sehr geringen Sättigungen liegt der nach der graphischen Methode bestimmte Injektionsbeginn gewöhnlich bei etwas höheren Drucken.

3. Petrographische Untersuchungen

3.1 Untersuchungsmethode

Die Untersuchungsmethode ergab sich als Folge der Zielsetzung dieser Arbeit und der petrographischen Eigenschaften der untersuchten Sandsteine und Konglomerate.

Die überwiegende Zahl dieser Sandsteine und Konglomerate besitzt hohe Anteile von durch die Setzung deformierten Komponenten: Schieferton- und Sandsteingerölle, Glimmer und sehr viel toniges Material, das z.T. wohl aus zerriebenem Schieferton und Glimmer besteht, sowie kohlige Substanz.

Dabei besitzen diese Sandsteine heute aber eine so hohe Festigkeit, daß es nicht möglich ist, sie in ihre einzelnen klastischen Komponenten zu zerlegen, ohne die gegebene Korngrößenverteilung zu verändern. Wie ESCH (1962) an ähnlichen Sandsteinen des Ruhrkarbons nachweisen konnte, wird durch die Aufbereitung der Sandsteine für die Siebanalyse der Anteil der feinen Fraktion auf Kosten der groben erhöht.

Die Auswertung der Ergebnisse von Siebanalysen zur Korrelation mit petrophysikalischen Daten bietet aber noch weitere Nachteile. Ein Teil des Detritus, der in die Sandfraktion eingeht, erfüllt in Wirklichkeit die Funktion einer Matrix, denn Glimmer und ein Teil der Ton- und Sandsteingerölle werden unter dem Setzungsdruck so stark deformiert, daß sie dadurch mögliche Porenräume ausfüllen.

Weiterhin findet im Porenraum ausgeschiedenes Zement gar nicht, wie im Falle authigenen Quarzes, oder nur pauschal in der Tonfraktion, wie im Falle von Kaolinit, Illit-Serizit und Karbonat, Berücksichtigung.

Deshalb wurden alle petrographischen Untersuchungen an senkrecht zur Schichtung orientierten Dünnschliffen durchgeführt. Die Dünnschliffe wurden direkt von den Proben angefertigt, an denen auch die petrophysikalischen Daten gemessen worden sind. Gleichmäßig über die Dünnschliffläche verteilt wurden mittels point counter 500 bis 600 Punkte ausgezählt und der Volumenanteil der einzelnen Komponenten in Prozent umgerechnet.

Die Auszählung erfolgte nach dem Gesichtspunkt, zu trennen zwischen festen Geröllen bzw. Körnern und solchem Material, das die Porosität, die in einer solchen reinen Sandfraktion möglich wäre, herabsetzt. Der Sandfraktion, innerhalb der die Feldspäte gesondert ausgezählt wurden, stehen Matrix und Zement gegenüber. Unter Zement werden alle mikroskopisch erkennbaren chemischen Ausscheidungen in Porenräumen und innerhalb der Matrix verstanden. Unter Matrix werden alle detritischen Komponenten unterhalb der Grobschluffraktion ($< 0,02$ mm), zuzüglich aller Glimmer und all der Körner, die eine deutliche Deformation durch die Setzung erfahren haben, zusammengefaßt.

Nach diesen Gesichtspunkten wurden 300 Dünnschliffe ausgezählt.

Eine Korngrößenbestimmung wurde an den untersuchten Dünnschliffen durch Schätzen durchgeführt, indem die Zuordnung zu einer Kornklasse nach dem überwiegenden Volumenanteil der entsprechenden Kornfraktion erfolgte. Dabei wurden folgende Kornfraktionen unterschieden (Din 4188, 1957):

	mm
Konglomerat, mittelkörnig	20,00 - 6,30
Konglomerat, feinkörnig	6,30 - 2,00
Sandstein, grobkörnig	2,00 - 0,63
Sandstein, mittelkörnig	0,63 - 0,20
Sandstein, feinkörnig	0,20 - 0,063
Schluffstein	0,063

Es wurden keine grobkörnigen oder nur wenige mittelkörnige Konglomerate untersucht, da bei der geringen Größe der Prüfkörper (Kap. 2.1) eine petro-

physikalische Untersuchung so grobkörniger Gesteine sinnlos ist.

3.2 Petrographische Beschreibung der untersuchten Sandsteine und Konglomerate

Die petrographische Beschreibung der Sandsteine und Konglomerate soll nur dem Ziel der Untersuchungen entsprechend ausgedehnt werden [1].

3.2.1 Röntgenographischer Befund

Fünfzehn Sandsteinproben unterschiedlicher Korngröße aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten des Westfal C und D wurden im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen durch Herrn Dr. G. Stadler mittels Röntgenbeugungsanalysen halbquantitativ untersucht. Die folgenden Ergebnisse, angegeben in Gewichtsprozent, wurden auf Grund von Mineralintensitätsvergleichen lediglich geschätzt. Minerale, deren Anteil kleiner als 3 % ist, liegen unter der Nachweisbarkeitsgrenze (Tabelle 1).

Der röntgenographische Befund, nach dem in fast allen Sandsteinen Feldspat vorhanden ist, konnte durch die mikroskopischen Untersuchungen nicht bestätigt werden. Nur in drei von den fünfzehn röntgenographisch untersuchten Proben konnte mikroskopisch Feldspat festgestellt werden:

Bohrung Teufelspforte	545,3 m
Bohrung Teufelspforte	658,0 m
Bohrung Krughütte 2	1156,5 m

Es handelt sich dabei ausschließlich um sehr helle Sandsteine vom Faziestyp I (3.3.1), während die nach dem mikroskopischen Befund feldspatfreien Sandsteine überwiegend grau bis dunkelgrau sind und dem Faziestyp II (3.3.2) bzw. dem Faziestyp III (3.3.3) angehören.

Die röntgenographischen Ergebnisse, nach welchen die Feldspatgehalte kleiner als 3 % sind, können nicht mehr als gesichert angesehen werden, da sie innerhalb der Fehlergrenze der Apparatur liegen. Andererseits ist es möglich, daß die Feldspäte in den dunklen Sandsteinen soweit abgebaut sind (3.4.2.1), daß nur noch Gitterreste vorliegen, welche mikroskopisch nicht mehr erkannt werden können (Dr. G. Stadler, freundl. persönliche Mitteilung).

In den Fällen, in denen auch makroskopisch Feldspat zu beobachten war, wurde festgestellt, daß die Feldspatsubstanz weitgehend durch Kaolinit und Siderit ersetzt ist. Die Analyse von weißen Einschlüssen (Bohrung Teufelspforte, 545,3 m und 658,0 m) ergab nach dem mikroskopischen Befund stark kaolinisierte und karbonatisierte Feldspäte.

---

[1] Eine spezielle petrographische Untersuchung ist einer gesonderten Bearbeitung durch Herrn Dipl.-Geol. H. Kuster, Universität Mainz, vorbehalten.

Tabelle 1: Ergebnisse der Röntgenbeugungsanalysen

	Quarz	Feldspat	Serizit	Chlorit	Kaolinit	Siderit
Brg. Saarbrücken Süd, 1103,0 m, obere Heiligenwalder Sch., mittelgrauer, feinkörniger Sandstein	65	3	5	10-15	5-10	5-10
Brg. Waldbach, 37,0 m, obere Heiligenwalder Sch., mittelgrauer, feink., flaseriger Sandstein	75	3	10	3	5	3
Brg. Waldbach, 287,6 m, mittlere Heiligenwalder Sch., grauer, feinkörniger Sandstein	60-65	3	20-25	5	5	?
Brg. Waldbach, 376,0 m, mittlere Heiligenwalder Sch., hellgrauer, mittel- bis grobkörniger Sandstein mit einzelnen Geröllen	80	3	(Biotit) 5-10	5	5	-
Brg. Waldbach, 555,0 m, untere Heiligenwalder Sch., grauer, feinkörniger Sandstein	45	5	20-25	10	10-15	3
Brg. Waldbach, 854,5 m Geisheck Sch., dunkelgrauer, feinkörniger Sandstein	60	?	5-10	5	5-10	10
Brg. Saarbrücken Nord, 325,9 m, Luisenthaler Sch., grauer, mittelkörniger Sandstein	40-45	5	30	5	10-15	3
Brg. Saarbrücken Nord, 509,0 m, Geisheck Sch., grauer Schluffstein	35	5	30	10-15	10-15	5
Brg. Saarbrücken Nord, 531,8 m, Geisheck Sch., graues Konglomerat	80	3	(Illit) 5	3	5-10	3
Brg. Saarbrücken Nord, 1105,5 m, aus Schichten unterhalb des Saarsprunges, deren Alter unbekannt ist (vermutl. St. Ingberter Sch.), grauer Schluffstein	35-40	5	30	5	10-15	10

	Quarz	Feldspat	Serizit	Chlorit	Kaolinit	Siderit
Brg. Teufelspforte, 545,3 m, obere Sulzbacher Sch., hellgrauer, grobkörniger Sandstein mit millimetergroßen, weißen Einschlüssen. Die Einschlüsse und die Gesamtprobe wurden getrennt untersucht. Einschlüsse: Kaolinit-Dickit (?) (sehr gut kristallisiert), ferner weniger Quarz, Illit, Siderit und relativ viel Feldspat (ca. 5 - 10 %)						
Gesamtprobe	65-70	5	10 (Muskovit, Illit)		15	3-5
Brg. Teufelspforte, 594,5 m, obere Sulzbacher Sch., grauer Schluffstein	35-40	5	30	5	15-20	10
Brg. Teufelspforte, 658,0 m, untere Sulzbacher Sch., feinkörniges Konglomerat mit millimetergroßen, weißen Einschlüssen	70-75	3-5	5-10 (Glimmerminerale)		10	5
Brg. Krughütte 2, 1156,5 m, untere Sulzbacher Sch., hellgrauer, mittel- bis grobkörniger Sandstein mit weißem Schwerspat-Kluftbelag, der auch etwas Siderit enthält	75	5	10	?	?	5
Brg. Weilerbachtal, 324,0 m, Rothell Sch., grauer, feinkörniger Sandstein	45	5	30	?	20	10
Brg. Weilerbachtal, 346,0 m, Rothell Sch., feinkörniges, hellgraues Konglomerat	80	-	5-10	-	5-10	5

3.2.2 Mikroskopischer Befund

3.2.2.1 Geröllfraktion

Die in 3.1 definierte Geröll- bzw. Sandfraktion setzt sich aus folgenden Komponenten zusammen: Es überwiegen Quarzite verschiedener Korngröße von grobkörnigen mit deutlicher Pflasterstruktur bis zu sehr feinkörnigen, fast kieselschieferähnlichen Typen. In einigen Fällen wurden stark ausgewalzte, sehr selten gefältelte Quarzite beobachtet. Einzelne Quarzite werden von Chloritschiefersträhnen durchzogen. Die Kornbindung ist meist rein quarzitisch, häufig aber auch serizitisch, weniger oft chloritisch. Es sind alle Übergänge von reinen Quarziten zu quarzitischen Sandsteinen und Sandsteinen unterschiedlicher Kornbindung vorhanden.

Die Kornbindung der Sandsteingerölle ist meist serizitisch mit eingelagerten Glimmerfragmenten, z. T. aber auch karbonatisch. Das Karbonat besitzt mikroskopisch große Ähnlichkeit mit dem diagenetisch gebildeten Siderit, so daß die Vermutung naheliegt, daß dieses Karbonat nach der Sedimentation dieser Sandsteingerölle in diesen ausgeschieden wurde, entweder in Porenräumen oder durch Verdrängung anderer Minerale.

Quarzgerölle sind sehr reich an bläschenförmigen Einschlüssen, einschlußarme oder einschlußfreie Quarze sind selten. Recht häufig sind Gangquarze mit Chloritröllchen. Der Chlorit ist oft durch Siderit verdrängt.

Besonders in feldspatführenden Sandsteinen werden Quarze mit Muskovit-, weniger oft mit Turmalineinschlüssen beobachtet. Andere Schwermineraleinschlüsse sind Zirkon, Rutil und Apatit. Einige Quarze besitzen strähnige Einschlüsse von Sillimanit oder Asbest.

Feldspäte wurden nur in bestimmten Sandsteinen gefunden (Faziestyp I, 3.3.1). Am häufigsten sind unverzwillingte Feldspäte. Ihr Volumenanteil übersteigt selten 10 %. Er beträgt in 26 Sandsteinproben der Bohrung Teufelspforte im Mittel 4,8 Vol. %, während in den feldspatführenden Sandsteinen der Bohrungen Krughütte 2 und Saarbrücken Nord im Mittel nur 1 Vol. % Orthoklas gefunden wurde.

Der Plagioklasanteil ist wesentlich geringer. Er erreicht nur in einer Probe aus der Bohrung Krughütte 2 2,5 Vol. %, und er beträgt in den untersuchten Proben der Bohrung Teufelspforte im Mittel 0,2 Vol. % und in den Bohrungen Krughütte 2 und Saarbrücken Nord 0,27 Vol. %, wobei in vielen Proben kein Plagioklas gefunden wurde. Mikroklin wurde nur in ganz wenigen Proben angetroffen. Sein Volumenanteil beträgt maximal 0,6 %. Mikrokline sind frisch, während die übrigen Feldspäte mehr oder weniger umgewandelt sind. Der Anteil karbonatisierter Feldspatsubstanz beträgt im Mittel 3,6 Vol. %, maximal 8 Vol. %, der Anteil kaolinisierter Feldspatsubstanz im Mittel 3,3 Vol. %, maximal 12,5 Vol. %. (Die Mengen der umgewandelten Feldspäte sind in den obigen Angaben über die Feldspatgehalte nicht enthalten!)

Untergeordnet nehmen an der Zusammensetzung der Sandfraktion schwarze und braune Kieselschiefer, Glimmerschiefer und selten Chloritgerölle, porphyrisches Material und stark karbonatisierte albit- und quarzführende Gerölle teil.

Der Rundungsgrad unterhalb 0,63 mm Korngröße (mittelkörnig und kleiner) ist schlecht und liegt im Bereich zwischen "angular" und "subrounded" (nach PETTIJOHN 1957 p. 59). Grobkörnige bis feinkonglomeratische Gerölle sind manchmal etwas besser gerundet. Gut gerundete Gerölle sind selten. Gerölle größer als 20 mm sind häufig gerundet bis gut gerundet.

Der beschriebene Rundungsgrad bezieht sich in erster Linie auf Quarz- und Quarzitkörner. So sind z.B. Feldspäte in der Regel schlechter gerundet, was auf die Betätigung der Spaltbarkeit während des Transportes zurückzuführen ist. Sandsteinkörner sind in der Regel besser gerundet. Tonstein- und Tonschiefergerölle besitzen zumeist plattige Formen.

3.2.2.2 Matrix

Entsprechend der unter 3.1 gegebenen Definition nehmen am Aufbau der Matrix Komponenten teil, welche eigentlich zur Geröllfraktion gehören, auf Grund ihrer geringeren Festigkeit aber bei der Setzung stärker deformiert wurden. Diese "Weichgerölle" (E. KOCH, zitiert bei FÜCHTBAUER 1959) sind vorwiegend Tonsteine, Schluffsteine, feinkörnige Sandsteine und Serizitgerölle. Setztere entstammen wohl überwiegend umgewandelten Feldspäten (3.4.2.1).

Als Matrix im eigentlichen Sinne wird die detritische Fraktion kleiner als 0,02 mm bezeichnet, die sich nach dem mikroskopischen Befund aus einem schmiegsamen Ton mit feinsten Muskovit- und Serizitschüppchen, besonders in flözreichen Schichten auch Chloritschüppchen, und wechselnden Anteilen kleiner Quarz- und Gesteinsfragmente zusammensetzt. Nach dem röntgenographischen Befund sind in dieser Matrix wechselnde Anteile Serizit-Illit, Kaolinit und Fireclay-Minerale enthalten.

Weiterhin wurden zur Matrix alle Glimmer gerechnet. Muskovite werden in der Regel in relativ frischem Zustand angetroffen. Die Mehrzahl der Glimmer ist durch Eisenausscheidungen schmutzig grau bis schmutzig braun gefärbt. In einigen Glimmern ist auf Spaltflächen Siderit ausgeschieden. Chloritisierte Glimmer sind selten.

Der Anteil kohliger Substanz kann, bevorzugt in Schluffsteinen und feinkörnigen Sandsteinen, einige Volumenprozent erreichen. In grobkörnigen Sandsteinen ist kohlige Substanz im allgemeinen in Form feiner Schmitzen von einigen Millimetern bis zu zwei und drei Zentimeter Dicke verteilt. In feinkörnigen Sandsteinen und Schluffsteinen liegt die kohlige Substanz vorwiegend in feiner Verteilung, aber auch in Form mehr oder weniger gut erhaltener Blatt- und Stengelreste vor.

An 26 Gesteinsproben mit einem Durchmesser von 9,6 cm und einer Länge von mindestens 10 cm aus der Tiefbohrung Teufelspforte sind die Gewichtsanteile organischen Kohlenstoffes und Stickstoffes bestimmt worden. (Die Aufbereitung der Proben wurde in der Versuchsanlage für Kohleveredlung der Saarbergwerke AG und die quantitative Bestimmung des C- und N-Gehaltes im Chemischen Hauptlaboratorium der Saarbergwerke AG durchgeführt).

Die Proben 762,7 m - 763,8 m entstammen dem Zwischenmittel eines Flözes, die Proben 763,85 m - 764,0 m dem Liegenden des gleichen Flözes. Die untersuchten Proben geben keinen repräsentativen Durchschnitt für die gesamte Schichtenfolge. Dafür ist ihre Zahl zu gering. Außerdem wurden mit Ausnahme der Probe 650,4 m nur Proben ausgewählt, in welchen makroskopisch kohlige Substanz zu erkennen war.

3.2.2.3 Zement

Unter Zement werden alle postsedimentären Ausscheidungen in Porenräumen oder innerhalb der Matrix verstanden, soweit sie mikroskopisch erkennbar sind und keine Umwandlungen darstellen. Folgende Minerale wurden unterschieden: Karbonat, Pyrit, authigener Quarz, Kaolinit, Serizit-Illit, Brookit.

Karbonat: Nach dem Befund der Röntgenbeugungsanalyse handelt es sich ausschließlich um Siderit. Ankerit oder andere Karbonate konnten nicht nachgewiesen werden. Zwei Sideritgenerationen konnten unterschieden werden, von denen die erste aus braun pigmentierten, kryptokristallinen Aggregaten besteht, während die zweite etwas grobkörniger ist. Die erste Generation wurde im noch wasserreichen Sediment ausgeschieden, die zweite später vorwiegend in Poren.

Dieser Siderit besitzt mikroskopisch den gleichen Habitus wie jener der Toneisensteine, besonders dann, wenn er nicht als echte Porenfüllung vorliegt. So kann sein Volumenanteil auch in grobkörnigeren Sandsteinen über 20 Vol. % betragen, und es bestehen Übergänge zu Toneisensteinen.

Siderit ist in verschiedenen Positionen innerhalb des Sedimentes ausgeschieden worden.

1. In feiner Verteilung innerhalb der Matrix - abgesehen von auch makroskopisch erkennbaren, konkretionären Formen - als zumeist randlich diffuse Anhäufungen, welche mit zunehmendem Volumenateil ineinander übergehen, soweit, daß in einigen Fällen die Gerölle in einem fast rein sideritischen Bindemittel schwimmen (Toneisensteine).

2. Bevorzugt als Umkrustung von Geröllen, insbesondere von Quarz- und Quarzitkörnern, die allerdings auch den Hauptanteil der Geröllkomponente ausmachen, z.T. den Quarz randlich verdrängend.

3. Als Porenfüllung, außer in Form des kryptokristallinen Siderites als jüngere grobkörnigere Bildung mit erkennbaren Spaltrhomboedern, die dann

Tabelle 2: Gehalt an Stickstoff und organischem Kohlenstoff in Proben aus der Bohrung Teufelspforte (Sulzbacher Schichten, Westfal C)

Probe	Teufe (%)	org. C (%)	N (%)
Sandstein, mittelkörnig, mittelgrau, mit einzelnen Geröllen	625,5	0,68	0,08
Sandstein, grobk., hellgrau	628,7	1,56	0,03
Sandstein, mittelkörnig, hellgrau	635,0	3,97	0,10
Sandstein, mittelkörnig, hellgrau	637,0 - 637,2	1,62	0,09
Sandstein, grobkörnig, hellgrau.....	639,0	0,75	0,07
Sandstein, grobkörnig, hellgrau	639,4	1,98	0,07
Sandstein, mittelkörnig, hellgrau	650,4	0,00	0,04 (?)
Sandstein, mittelkörnig, hellgrau	652,0	0,32	0,07
Sandstein, grobkörnig, hellgrau	660,2	1,96	0,04
Sandstein, grobkörnig, hellgrau	660,4	1,95	0,03
Sandstein, grobkörnig, hellgrau	660,6	4,19	0,08
Sandstein, feinkörnig, grau	665,4	0,69	0,12
Sandstein, feinkörnig, grau	678,0	0,18	0,08
Tonstein, schw. bituminös	762,7-762,95	17,81	0,38
Tonstein, schw. bituminös	762,95 - 763,15	37,61	0,45
Tonstein, schw. bituminös	763,15 - 763,30	12,01	0,26
Tonstein, schw. bituminös	763,3-763,6	33,86	0,55
Tonstein, schw. bituminös	763,6-763,8	15,02	0,32
Sandstein, feinkörnig, grau	763,85-764,0	2,39	0,16
Schluffstein, grau	766,0	0,56	0,15
Sandstein, feinkörnig, grau	766,1	1,05	0,16
Schluffstein, grau	769,0	0,53	0,17
Sandstein, feinkörnig, grau	771,3	0,51	0,13
Schluffstein, grau	789,0	0,54	0,13
Schluffstein, grau	816,0	1,21	0,12
Sandstein, mittelkörnig, grau	877,5	0,47	0,12

noch in die jüngere kaolinitische Porenfüllung hineinreichen. Dieser jüngere Siderit tritt im Gegensatz zum kryptokristallinen nicht verdrängend gegenüber Quarz auf.

Pyrit: tritt vorwiegend in sideritreichen Schluffsteinen und feinkörnigen Sandsteinen innerhalb des Siderites auf. Nur selten sind idiomorphe Kristalle ausgebildet, zumeist liegt er in Form unregelmäßiger Aggregate vor, die im Durchlicht leicht mit kohliger Substanz verwechselt werden können. Im allgemeinen besitzt Pyrit als Zement keine Bedeutung in Bezug auf die Reduktion des Porenraumes.

Authigener Quarz: Er kommt in zwei Generationen vor, von denen die zweite verdrängend gegenüber Kaolinit auftritt. Der Anteil sekundären Quarzes ist gering und überschreitet nur selten 3 Vol. %. Der Anteil nimmt im allgemeinen mit steigender Porosität, d.h. mit zunehmender Wegsamkeit der Sandsteine zu. In matrixreichen, besonders fein- und mittelkörnigen Sandsteinen konnte praktisch kein authigener Quarz nachgewiesen werden. Sekundärer Quarz ist nur auf reinen Quarzkornoberflächen ausgeschieden, nur gelegentlich finden sich kleine Karbonat- oder Tonminerleinschlüsse. Das bedeutet, daß diese Anwachsungen reine Porenausfüllungen darstellen. Nur sehr kleine Intergranularen allerdings wurden durch authigenen Quarz vollständig zementiert.

Der Ausscheidung von Quarz folgt im allgemeinen als nächstjüngere Porenfüllung die zweite Sideritgeneration, der sich dann Kaolinit anschließt.

Kaolinit: Nach Siderit ist Kaolinit das in den untersuchten Sandsteinen am weitesten verbreitete Zement. Dabei bleibt unbestimmt, ob es sich in jedem Fall um Kaolinit handelt oder ob auch andere Minerale der Kaolinitgruppe vorliegen. Stellvertretend soll hier stets von Kaolinit gesprochen werden.

Kaolinit kommt in den typischen wurmförmigen Aggregaten vor. Die Größe dieser Aggregate reicht von 1 oder 2 μ bis zu 20 μ. Die Interferenzfarben liegen im Grau erster Ordnung. In einigen Fällen besitzen die Kaolinitaggregate periphere braune Säume von Verunreinigungen, welche bei der Kristallisation ausgeschieden wurden. Es finden sich aber keine Anzeichen dafür, daß mikroskopisch erkennbarer Kaolinit direkt aus toniger Matrix kristallisierte, vielmehr scheint sämtlicher als Zement anzusprechender Kaolinit aus Lösungen entstanden zu sein.

Serizit-Illit: wurden als Zement gemeinsam ausgezählt, denn beide treten in sehr enger Verzahnung auf, und eine Trennung schien, abgesehen davon, daß sie mikroskopisch nur schwer möglich ist, bei dem gegebenen Ziel dieser Untersuchung wenig sinnvoll.
Serizitisch-illitisches Zement kommt fast ausschließlich in feldspatführenden Sandsteinen vor. Da die Matrix dieser Sandsteine vorwiegend muskovitisch-serizitisch ausgebildet ist, war die Unterscheidung von Matrix und Zement oft schwierig. Die Ansprache als Zement erfolgte im wesentlichen nach zwei Gesichtspunkten:
1. Nach dem Gefüge der Sandsteine, wonach im mikroskopischen Bild Intergranularen erkennbar sind.
2. Die serizitisch-illitische Porenfüllung unterscheidet sich von der mikros-

kopisch ähnlichen Matrix durch ihre Feinkörnigkeit und durch das Fehlen größerer Muskovitblättchen sowie durch die niedrigeren Interferenzfarben. Dieses serizitisch-illitische Zement besteht aus einem feinen Filz unregelmäßig geformter Schüppchen mit hellgrauen, fast weißen bis schwach gelblichen Interferenzfarben.

Brookit: ist nur in einigen Dünnschliffen in Form kleiner nadliger Kristalle beobachtet worden. Er besitzt praktisch keinen Einfluß auf die Porosität.

Chlorit wurde als Zement in den untersuchten Sandsteinen nicht angetroffen.

3.3 Faziestypen der untersuchten Sandsteine und Konglomerate

Nach petrographischen Gesichtspunkten konnten drei Sandsteintypen unterschieden werden, welche auch überwiegend unterschiedliche petrophysikalische Eigenschaften besitzen und zum großen Teil auch makroskopisch ansprechbar sind. Sie werden als verschiedene Faziestypen gedeutet.

3.3.1 Typ I

Zum Typ I gehören helle, überwiegend mittel- bis grobkörnige Sandsteine, weniger häufig Konglomerate. Feinkörnige Sandsteine sind selten.

Charakteristisch ist die Feldspatführung, welche nur in diesen Sandsteinen festgestellt wurde.

Die Matrix ist vorwiegend muskovitisch-serizitisch, das Zement serizitisch-illitisch. Der Sideritgehalt ist gering und fast ausschließlich auf karbonatisierte Feldspäte beschränkt (3.4.2.1). Das Kaolinitvolumen erreicht häufig über 10 Vol. %, rührt dann aber überwiegend von kaolinisierten Feldspäten her. Nur in einer Probe wurden 9 Vol. % Kaolinit-Zement ausgezählt. Im Durchschnitt beträgt sein Anteil 2,1 Vol. %.
Authigener Quarz erreicht nur in einer Probe über 4 Vol. %, im Durchschnitt wurden 1,6 Vol. % ausgezählt.
Die Menge illitisch-serizitischen Zementes unterliegt Schwankungen zwischen weniger als 1 Vol. % und 8 Vol. %. Im Mittel wurden 3,5 Vol. % gezählt.

Die Muskovite sind relativ frisch im Gegensatz zu den Biotiten, welche unter Rutil- und Eisenausscheidung stark gebleicht sind (3.4.2.3).

Im Dünnschliff besitzen diese Sandsteine sowohl unter einfach durchfallendem Licht als auch unter gekreuzten Nicols einen lichten Habitus.

3.3.2 Typ II

Es sind überwiegend mittelgraue Konglomerate und grobkörnige Sandsteine. Die Matrix besitzt die gleiche Beschaffenheit wie die des folgenden Typ III, überschreitet aber 15 Vol. % nicht. Dementsprechend ist das Zementvolumen größer, weil der Zementation mehr Porenräume zur Verfügung standen. Diese

Grenze ist willkürlich, erwies sich aber als sinnvoll, da die diagenetische Entwicklung von Sandsteinen und Konglomeraten mit höheren Matrixgehalten etwas anders verläuft (3. 4. 1. 2).

Dominierendes Zement ist Siderit. Von 53 Proben enthalten vier sogar mehr als 20 Vol. %. Der mittlere Sideritgehalt - ohne diese vier Proben - beträgt 7, 5 Vol. %. Sideritfrei ist keine der untersuchten Proben.

Der Kaolinitanteil schwankt zwischen 0, 5 Vol. % und 8 Vol. %. Er beträgt im Mittel 3 Vol. %.

Authigener Quarz ist im Durchschnitt mit 1 Vol. % vertreten. In sideritreichen Proben ist oft kein sekundärer Quarz vorhanden oder sein Anteil liegt weit unter dem Durchschnitt. Eine feste Regel läßt sich dafür nicht aufstellen, denn auch in sehr karbonatreichen Proben liegt sein Anteil gelegentlich über dem Durchschnitt. In einigen Proben aus der Bohrung Weilerbachtal (Rothell-Schichten, Westfal C) wurde bis zu 1, 3 Vol. % serizitisch-illitisches Zement gefunden. Es spielt aber im ganzen bei der Zementation dieser Sandsteine keine wesentliche Rolle.

3. 3. 3 Typ III

Die Mehrzahl der untersuchten Sandsteine gehört diesem Faziestyp an. Es sind alle Korngrößen von Schluffstein bis Konglomerat vertreten, wobei die feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteine überwiegen.

Von 615 untersuchten Proben waren:

Schluffsteine	21, 0 %
feinkörnige Sandsteine	43, 0 %
mittelkörnige Sandsteine	23, 0 %
grobkörnige Sandsteine	7, 0 %
Konglomerate	6, 0 %

Diese Darstellung gibt nur einen Anhaltspunkt über die ungefähre Verteilung der Kornfraktionen innerhalb dieses Typs im Bereich der untersuchten Bohrungen, da die Auswahl der Proben nicht nach ihrem Anteil an der Gesamtschichtenfolge vorgenommen wurde und von den Konglomeraten fast nur die feinkörnigeren in die Untersuchungen einbezogen wurden.

Die Farbe dieser Sandsteine ist durchweg grau, von dunklen, fast schwarzen Tönen bei Schluffsteinen und feinkörnigen Sandsteinen bis zu mittelgrauen bei einigen Konglomeraten.

Im mikroskopischen Bild besitzt das Gestein einen unsauberen, ausgebleichten Habitus. Die Biotite, deren Volumen häufig über 10 % erreicht, besitzen die in 3. 4. 3. 3 geschilderten Grau- und Braunfärbungen, ebenso die eigentliche Tonmatrix, in der offensichtlich aber auch sehr fein verteilte kohlige Substanzen dunkle, unsaubere Farbtöne erzeugen.

Der Matrixgehalt nimmt im allgemeinen mit abnehmender Korngröße zu. Er beträgt in Schluffsteinen meist mehr als 70 Vol. %, in feinkörnigen Sandsteinen zwischen 25 Vol. % und 85 Vol. % , im Durchschnitt 55 Vol. %. Mittelkörnige Sandsteine besitzen ein Matrixvolumen zwischen 12 Vol. % und 55 Vol. %, im Mittel 34 Vol. %, grobkörnige Sandsteine zwischen 17 Vol. % und 44 Vol. %, im Mittel 29 Vol. %, und Konglomerate besitzen zwischen 12 Vol. % und 33 Vol. %, im Durchschnitt 18 Vol. % Matrix.

Dominierendes Zement ist Siderit. Anteilmäßig treten zwei Maxima auf, zwischen denen der Bereich von 15 Vol. % bis 20 Vol. % nur durch eine Probe vertreten ist (Abb. 8).
Der Mittelwert der Karbonatgehalte zwischen 0 Vol. % und 15 Vol. % liegt für
Schluffsteine bei ..... 8 Vol. % für
feinkörnige Sandsteine bei ..... 5,4 Vol. % für
mittelkörnige Sandsteine bei ..... 4,2 Vol. %

Der Mittelwert der Sideritvolumina über 20 Vol. % liegt bei 25 Vol. % (Abb. 8). Reine Toneisensteine wurden nicht untersucht.
Bei Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen steigt der Karbonatgehalt bis auf 14 Vol. %. Er beträgt in Konglomeraten im Mittel 4 Vol. % und in grobkörnigen Sandsteinen 5 Vol. % (Abb. 8).

Kaolinitzement und authigener Quarz sind in Schluffsteinen und feinkörnigen Sandsteinen praktisch nicht vorhanden. In mittelkörnigen Sandsteinen ist oberhalb 4 Vol. % eff. Porosität eine gewisse Menge Kaolinitzement und sekundärer Quarz vorhanden. Sein Anteil liegt im Mittel etwas unter 2 Vol. %. In mittelkörnigen Sandsteinen mit weniger als 4 Vol. % eff. Porosität beträgt der durchschnittliche Zementgehalt (ohne Karbonat) 0,4 Vol. %.

3.3.4 Regionale und stratigraphische Verbreitung der Faziestypen

Die drei beschriebenen Sandsteintypen müssen genetisch als Faziestypen gedeutet werden, wobei die Typen II und III der kohleführenden Fazies angehören, während innerhalb oder in unmittelbarer Nachbarschaft der Sandsteine vom Typ I keine Flöze auftreten. In den Sandsteinen vom Typ I sind zwar kleine Kohleschmitzen vorhanden, deren Größe aber Zentimeterdicke und Dezimeterlänge nicht überschreiten und die durch fluviatile Anschwemmung pflanzlichen Materials, vielleicht auch durch Erosion älterer Flöze entstanden sind.

In den Sandsteinen vom Typ II und III sind zwar nach dem Befund der Röntgenbeugungsanalysen Feldspäte festgestellt worden, aber ihr Anteil ist überwiegend so gering, daß diese Angaben nicht als gesichert betrachtet werden können, da Anteile kleiner als 3 % nicht mehr nachgewiesen werden können. Andererseits ist es möglich, daß in den sauren Wässern der flözführenden Fazies die Feldspäte in einem sehr frühen Stadium der Diagenese oder schon während des Transportes so weit abgebaut worden sind, daß nur noch Gitterreste vorliegen, die mikroskopisch nicht mehr nachweisbar sind (3.2.1).
Sandsteine vom Typ I wurden in folgenden Bohrungen gefunden (Abb. 1): Weilerbachtal, Saarbrücken Nord, Krughütte 2, Teufelpforte, Saarbrücken Süd. Dabei werden diese Sandsteine, wie an Hand der Bohrungen südwestlich Saarbrücken festgestellt werden konnte, von Nordwesten nach Südosten mächtiger und treten

in stratigraphisch immer jüngeren Horizonten auf.

Nach KNEUPER (1964) und anderen Autoren (s. KNEUPER 1964) kommt als Liefergebiet der Grundgebirgskomponenten nur das südliche Randgebirge der Saar-Nahe-Senke infrage. Weiterhin bestand nach KNEUPER (1964) im Westfal "ein NE-SW gestreckter Bereich geringerer Absenkung, der etwa in der Beckenmitte lag" und der im Westfal C wahrscheinlich zeitweise Abtragungsgebiet war. In das nördliche Teilbecken wurden die Abtragungsprodukte des nördlichen Randgebirges, in das südliche die des südlichen Randgebirges geschüttet. Dieser "Zentralrücken", ein Teil der Mitteldeutschen Schwelle, verlor vom Stefan ab seine Wirksamkeit, und es fand eine Vermischung der Sedimente des nördlichen und südlichen Liefergebietes statt. Der bergbaulich aufgeschlossene und auch hier durch die Bohrungen mit feldspatführenden Sandsteinen erfaßte Teil lag ursprünglich auf der Nordwestflanke dieses Zentralrückens und wurde durch die Überschiebung des Saarbrücker Hauptsattels um 4 - 5 km nach Südosten über den Zentralrücken hinwegbewegt, so daß dieser Teil der Nordwestflanke heute ungefähr über der Kulmination dieses Zentralrückens liegt. Es kann deshalb angenommen werden, daß einzelne Schüttungen aus Südwesten wahrscheinlich zu Zeiten stärkerer Absenkung des Zentralrückens diesen überfluteten. Allerdings geschah dies im Bereich des Saarbrücker Hauptsattels nur in den stratigraphisch tieferen Horizonten des Westfal C (St. Ingberter Schichten (?), Bohrung Saarbrücken Nord; Rothell Schichten, Bohrung Weilerbachtal). Nach KNEUPER (1964) war dieser Zentralrücken im Westfal C unter Umständen teilweise Abtragungsgebiet; es ist also möglich, daß die feldspatführenden Schüttungen in den Bohrungen Saarbrücken Nord und Weilerbachtal von diesem selbst stammen. Da dieser Zentralrücken nach SW abtaucht, wird verständlich, daß hier die Schüttungen aus SE weiter nach NW vordringen konnten und größere Mächtigkeit erreichen. Dabei treten feldspatführende Sandsteine von NW nach SE in immer jüngeren Horizonten auf: (vgl. dazu Abb. 1) Bohrung Krughütte 2 unterhalb Tonstein +3 ca. 30 m, unterhalb Tonstein +4 mehr als 80 m. In letzterem Sandstein tritt ein Flöz auf, das aber wieder von Sandsteinen des Typ III umgeben ist. Auffällig ist, daß unterhalb Tonstein 3 im überschobenen Teil der Bohrung Krughütte 2 dieser feldspatführende Sandstein nicht vorhanden ist (Abb. 30). Die Überschiebung fällt mit ca. 45 Grad nach NW ein. Das bedeutet, daß bei der hier vorhandenen Doppellagerung von 470 m über die gleiche Entfernung, also rund 500 m, dieser feldspatführende Sandstein nach NW auskeilt. In der Bohrung Teufelspforte erscheint ein feldspatführender Sandstein bereits oberhalb Tonstein 3, allerdings einigemal unterbrochen von Sandsteinen des Typ III (Abb. 25). Unterhalb Tonstein 3 ist dieser feldspatführende Sandstein, der gleiche wie in der Bohrung Krughütte 2, fast 100 m mächtig. Gleichzeitig erscheinen noch zwei weitere Schüttungen vom Typ I unterhalb 700 m und unterhalb 800 m Teufe (Abb. 25). In der Bohrung Saarbrücken Süd (nicht als Fig. dargestellt), in welcher die Basis des Holzer Konglomerates in 1026 m Teufe angetroffen wurde, sind zwischen 1070 m und 1085 m Teufe und unterhalb 1164 m bis zur Endteufe der Bohrung bei 1229 m, also im oberen Teil der Heiligenwalder Schichten (Westfal D), feldspatführende Sandsteine und Konglomerate vorhanden.

+ Es sind hier die als Leithorizonte verwendeten Kaolintonsteine gemeint

Damit kann angenommen werden, daß im Bereich des Saarbrücker Hauptsattels und in dem sich südwestlich anschließenden Teil der Lothringer Sättel die flözführende Fazies im allgemeinen in Sedimenten ausgebildet ist, welche vom nordwestlichen Randgebirge geschüttet wurden. Schüttungen aus SE erreichten diesen Raum nur in einzelnen Vorstößen, vermutlich entweder zu Zeiten stärkerer Absenkung des Zentralrückens oder intensiverer Hebung des südlichen Randgebirge. In diesen mächtigen und wahrscheinlich relativ kurzzeitigen Schüttungen konnte es nicht zur Ausbildung einer flözführenden Fazies kommen.

3.4 Diagenese der untersuchten Sandsteine und Konglomerate

In Anlehnung an PETTIJOHN (1957) sollen die in den untersuchten Sandsteinen und Konglomeraten beobachteten diagenetischen Vorgänge unter folgenden Begriffen beschrieben werden:
Setzung,
Diagenetische Umbildungen und Neubildungen,
Zementation.

3.4.1 Setzung

(compaction) ist nach PETTIJOHN (1957) die Reduktion des Porenraumes und das Auspressen von Porenlösungen durch die Umordnung der Körner unter Belastung. Die Setzung ist am größten und hat die meiste Bedeutung in feinkörnigen Sedimenten.

Nach v. ENGELHARDT (1960) wird bei der Diagenese der Porenraum von Tonen vorwiegend mechanisch verringert, während dies bei Sandsteinen, und dann etwas später, vorwiegend durch chemische Ausscheidungen geschieht.

3.4.1.1 Primäre Porosität

Nach v. ENGELHARDT (1960) werden für die primäre Porosität monodisperser Sande von verschiedenen Autoren Werte angegeben, welche zwischen 35 Vol. % und 45 Vol. % liegen. Besonders häufig scheinen nach v. ENGELHARDT (1960) Porositäten zwischen 40 Vol. % und 44 Vol. % zu sein.

Jedes Gemisch aus Sandkörnern verschiedener Korngröße besitzt eine geringere Porosität als die reine Fraktion (v. ENGELHARDT 1960). Die Verringerung der Porosität von Korngemischen ist abhängig von der Korngrößenverteilung und den Kornformen. Die geringste Porosität bei ternären Kugelgemischen ist nach FRASER (1935) bei hohen Anteilen größter und kleinster Kugeln zu erwarten. Bei solchen ternären Kugelgemischen betrug die maximale Porositätsverringerung ca. 10 Vol. %. Sie dürfte bei natürlichen Sanden entsprechender Körnung nicht geringer sein.

Die primäre Porosität toniger Sedimente ist nach v. ENGELHARDT (1960) wesentlich größer als die von Sanden. So besitzen rezente Wattsedimente der Nordsee bei Wilhelmshaven (FÜCHTBAUER & REINECK 1963) mit Tonanteilen zwischen 52 % und 83 % (Kornfraktion kleiner als 0,02 mm) Porositäten zwischen

76 Vol. % und 86 Vol. %. Zu gleichen Ergebnissen kommen EMERY & RITTENBERG (1952) an tonigen Sedimenten der südkalifornischen Küste, ebenso SHEPARD & MOORE (v. ENGELHARDT 1960). Bei Tongehalten zwischen 20 % und 80 % fanden sie Porositäten zwischen 50 Vol. % und 90 Vol. %.

Tonminerale besitzen nach v. ENGELHARDT (1960) die Form außerordentlich dünner Plättchen und könnten sich zu sehr dichten Sedimenten aneinanderlagern. Die Beobachtungen an natürlich und experimentell sedimentierten Tonen beweisen aber das Gegenteil. Das beruht nach v. ENGELHARDT (1960) auf der außerordentlich großen Oberfläche ihrer Teilchen, wodurch die von den Oberflächen ausgehenden Kräfte die Volumenkraft bei weitem überwiegen. So beträgt nach KULP & CARR (WELLER 1939) die innere Oberfläche toniger mariner Sedimente 30 m^2/g und mehr. Durch diese Oberflächenkräfte bilden die Tonpartikel lockere Gerüststrukturen mit hoher Porosität.

Die Porosität im wässerigen Milieu sedimentierter Tone ist abhängig vom Elektrolytgehalt des Wassers. Die höchsten Porositäten sind nach v. ENGELHARDT (1960) in elektrolytfreiem Wasser zu erwarten. Danach müßten limnische Tone höhere Primärporositäten besitzen als marine. Nach German MÜLLER (freundl. persönliche Mitteilung) sind die primären Wassergehalte toniger Sedimente des Bodensees von ähnlicher Größenordnung wie die mariner Tone.

3.4.1.2 Reduktion des Porenraumes

Nach v. ENGELHARDT (1960) ist die mechanische Reduktion des Porenraumes reiner Sande unter geringer Sedimentbedeckung nur durch eine Umordnung der einzelnen Körner zu dichteren Packungen möglich (Tafel 1, Bild 1). Bei mächtigerer Überdeckung - über deren Minimalmächtigkeit bisher aber noch keine Angaben existieren, die aber für Karbonate z. B. geringer als für Quarz ist - wird die Porositätsreduktion durch Drucklösung weitergeführt. Dabei gehen nach TAYLOR (1950) die primären Tangential- und Längskontakte in konkav-konvex und suturierte Kontakte über. Die gleichen Beobachtungen konnten an den hier untersuchten Sandsteinen gemacht werden. Durch die Setzung zerbrochene Quarzkörner wurden bisher noch in keinen Sandsteinen gefunden, wohl aber zerbrochene Glimmer (Tafel 1, Bild 2) und Gesteinsbruchstücke, nach v. ENGELHARDT (1960) auch zerbrochene Feldspäte.

Die Setzung von Schluffsteinen und Tonen vollzieht sich nach WELLER (1959) in verschiedenen Stadien:

1. Auspressen des eingeschlossenen Wassers, bis die Körner in Kontakt geraten.
2. Umordnung der Körner und Entwicklung einer geschlossenen Packung.
3. Weiche Tonminerale werden in die Zwischenräume der festern Minerale gedrückt.
4. Die letzteren werden deformiert, bis keine Porosität mehr vorhanden ist.

Die durch die Setzung mobilisierten Porenlösungen steigen aufwärts, und die in ihnen gelösten Stoffe können unter entsprechenden Bedingungen z. B. in Poren, an Oberflächen, als Konkretionen oder auch an undurchlässigen oder semiper-

meablen Lagen ausgeschieden werden (Tafel 1, Bild 5).

Bei der Setzung spielen nach WELLER (1959) die kolloidalen Eigenschaften der Tone eine wesentliche Rolle.

Nach v. ENGELHARDT & GAIDA (1963) findet unter steigendem Druck eine zunehmende Orientierung der Tonminerale statt. Dabei ordnen sich die Blättchen senkrecht zum Druck, wie durch röntgenographische Untersuchungen an komprimierten Montmorillonit- und Kaolinittonen durch die Zunahme der Basalreflexionen nachgewiesen werden konnte. Dabei verursachen hohe Elektrolytgehalte einen geringeren Orientierungsgrad.

Nach den Ergebnissen der Untersuchungen HEDBERGs (1936), welche auch durch die Untersuchungen anderer Autoren in verschiedenen Sedimentbecken bestätigt wurden, nimmt die relative, effektive Porosität (E = eff. Porosität/ Feststoffvolumen) toniger Sedimente geradlinig gegen den Logarithmus der Tiefe ab und konvergiert bei rund 4000 m gegen null. Durch den in dieser Arbeit untersuchten Tiefenbereich zwischen 2500 m und 4500 m maximaler Tiefenlagen (Abb. 16) wird das Konvergieren der Porositätswerte gegen null sehr gut bestätigt. (Relative effektive Porosität und effektive Porosität sind bei diesen geringen Porositäten praktisch gleich).

Die hier untersuchten karbonischen Sandsteine besitzen relativ hohe Anteile toniger Matrix. Deshalb werden sie in ihrem Setzungsverhalten nicht mit reinen Sandsteinen verglichen werden können. Ihre Setzungsrate wird deshalb in Abhängigkeit von Tonmatrixvolumen zwischen der reiner Sande und der von Tonen liegen. Nach WELLER (1959) wird dieser Tongehalt die Originalporosität des Sandes entsprechend seinem Volumenanteil verringern, solange er in den Intergranularräumen Platz findet. Wird der Tonanteil größer, so steigt die primäre Porosität wieder an, bis die Porosität des reinen tonigen Materials erreicht wird.

Man muß aber berücksichtigen, daß die in den Intergranularen deponierte tonige Substanz eine Eigenporosität besitzt, die ungefähr in der Größenordnung reiner Tone liegen dürfte. Bei einer primären Porosität der in den Intergranularen deponierten Tonmatrix von 70 Vol. % und einer primären Porosität des reinen Sandes von 40 Vol. % wären bei einem jetzigen Tonmatrixgehalt von 16,3 Vol. % vor Beginn der Setzung alle Intergranularräume mit Tonmatrix erfüllt, berücksichtigt man eine wahrscheinliche jetzige Eigenporosität der Tonmatrix von 2 Vol. %. Höhere Tonmatrixgehalte hätten zur Folge, daß in zunehmendem Umfang vor Beginn der Setzung die Sandkörner in der Matrix schwimmen. Durch die Setzung bewegen sich die Sandkörner immer näher zueinander, bis sie untereinander in Kontakt geraten und ein Gerüst bilden, in dessen Intergranularräumen die nun verdichtete Tonmatrix deponiert ist.

Die Setzungsrate solcher Sandsteine mit mehr als rund 15 Vol. % jetziger Tonmatrix müßte dann wesentlich höher sein als die von Sandsteinen mit weniger als 15 Vol. % jetziger Tonmatrix. Gleichzeitig ist zu erwarten, daß die Wegsamkeit der zuletzt genannten Sandsteine und damit das nach der Hauptsetzung ausgeschiedene Zementvolumen größer ist als bei den erstge-

nannten Sandsteinen. Das wird bestätigt durch die zuvor rein empirisch vorgenommene Unterscheidung der Sandsteintypen II und III. Sandsteine vom Faziestyp II besitzen weniger als 15 Vol. % Tonmatrix und höhere Zementgehalte, Sandsteine vom Typ III mehr als 15 Vol. % Tonmatrix und geringere Zementgehalte (3. 3. 2 und 3. 3. 3).

Abb. 2 zeigt die Abhängigkeit des Zementvolumens (Kaolinit, sekundärer Quarz und Siderit der zweiten Generation) vom Matrixvolumen. Zur Matrix wurde in diesem Fall der syngenetisch bis frühdiagenetisch gebildete Siderit gerechnet, da er vorwiegend in der Matrix angetroffen wird und angenommen werden kann, daß er gebildet wurde, als das Sediment noch keine wesentliche Setzung erfahren hatte. Zweck dieser Darstellung ist es, durch die Höhe des Zementvolumens nachzuweisen, daß bei Matrixgehalten von weniger als 16 Vol. % - dem entsprechen weniger als rund 40 Vol. % vor der Setzung - mit einer höheren Wegsamkeit, d. h. einem größeren Angebot nicht matrixerfüllter Intergranularen, gerechnet werden kann.

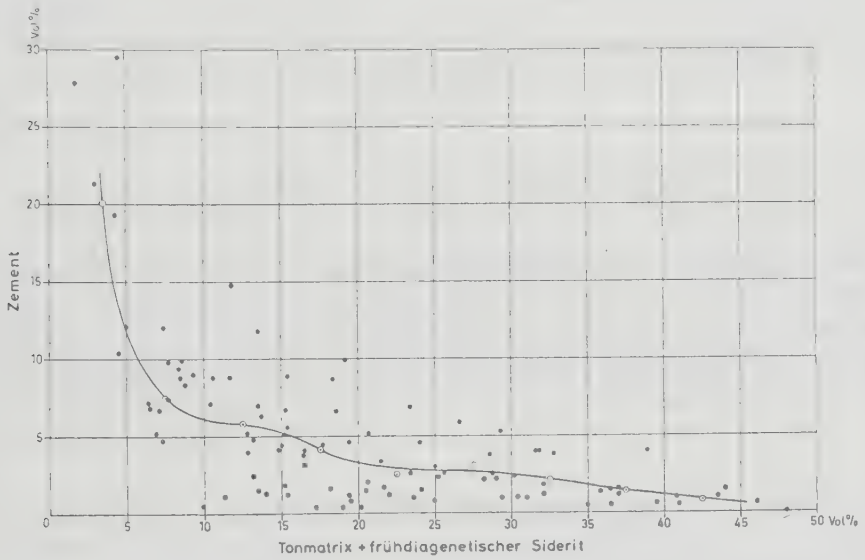


Abb. 2: Zementvolumen in Abhängigkeit vom Matrixvolumen grobkörniger Sandsteine und Konglomerate

Tatsächlich ist bei Matrixgehalten unter 10 Vol. % eine starke Zunahme des Zementvolumens festzustellen. Die postulierte 15 Vol. %-Grenze kommt in dieser Darstellung auch zum Ausdruck. In diesem Bereich ist eine weitere Abnahme des mittleren Zementvolumens zu beobachten. Mit höheren Matrixgehalten nimmt das Zementvolumen kontinuierlich ab und erreicht zwischen 40 Vol. % und 45 Vol. % Matrix Werte um 1 Vol. %, die auf zufällig nicht matrixerfüllte Intergranularen zurückgeführt werden können.

Über die unterschiedliche Setzung von Sand und Ton gibt Tafel 1, Bild 4 Anhaltspunkte. In einem Schiefertonkern aus der Bohrung Teufelspforte (Teufe 603 m, Sulzbacher Schichten) wurde ein senkrecht zur Schichtung

orientiertes Sandsteinblatt gefunden, welches vermutlich durch Ausfüllung eines Schrumpfungsrisses im Ton durch den darüberliegenden Sand entstanden ist. (Die Begrenzung des Sandsteinblattes wurde mit Tusche nachgezeichnet). Es handelt sich um einen grob- bis mittelkörnigen, feldspatführenden Sandstein, welcher durch die stärkere Setzung des umgebenden Tones gefältelt wurde. Danach besitzt der Ton gegenüber dem Sandstein eine dreimal höhere Setzungsrate. Auffällig ist, daß das Sandsteinblatt im unteren Teil in die Schichtung einbiegt (der Bohrkern wurde senkrecht zur Schichtung halbiert). Möglicherweise ist der Sand in den tieferen bei der Schrumpfung noch nicht oder nur wenig ausgetrockneten Tonlagen parallel zur Schichtung ausgeflossen.

Wesentlich wird das Setzungsverhalten der Westfalsandsteine durch den z. T. recht hohen Anteil kohliger Substanz (3. 2. 2. 2) beeinflußt. Dabei sind deutliche Setzungserscheinungen nur dann zu beobachten, wenn die Kohleschmitzen nicht von Siderit umgeben sind (Tafel 1, Bild 3).

Im anderen Fall zeigen sich zahlreiche Schrumpfungsrisse in der Kohle, welche entweder mit Siderit oder mit Kaolinit erfüllt sind. Der Siderit der Schrumpfungsrisse stammt sicher von dem die kohlige Substanz umgebenden Siderit her, ist aber grobkörniger und nicht pigmentiert.

3. 4. 2 Diagenetische Umbildungen und Neubildungen

Diagenetische Umbildungen und Neubildungen sind nach PETTIJOHN (1957) das Ergebnis von Reaktionen zwischen verschiedenen Bestandteilen eines Sedimentes - sowohl detritischer als auch chemischer Herkunft - unter Bildung bestimmter, neuer Minerale und Weiterwachsen von anderen bereits vorhandenen.

3. 4. 2. 1 Diagenetische Veränderungen an Feldspäten

In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind folgende Umwandlungen beobachtet worden:

Karbonatisierung (Sideritisierung)
Kaolinisierung
Serizitisierung

Karbonatisierung: Der Austausch der Feldspatsubstanz gegen Siderit erfolgte in zwei Etappen. In der ersten wurde an Stelle des Feldspates kryptokristalliner Siderit ausgeschieden. Diese Sideritaggregate sind in der Regel durch die Setzung deformiert worden. Die zweite Sideritgeneration ist grobkörniger und zeigt keine Deformation durch die Setzung.
Die Ausscheidung des Siderits beginnt in Form winziger Pünktchen von Mikron-Größe, die mit zunehmender Dichte und unter geringem Größenzuwachs den Feldspat allmählich ersetzen (Tafel 1, Bild 6). Es wurden alle Übergänge von weniger zu völlig sideritisierten Feldspäten gefunden.

In einigen Fällen sind auch Reliktstrukturen zu sehen, die durch Quarz angedeutet werden, welcher parallel auslöscht und offensichtlich längs der Spalt-

flächen des Feldspates ausgeschieden worden ist. Dieser Quarz entstammt sicher dem ehemaligen Feldspat, bei dessen Auflösung er nicht weggeführt wurde. Solche Relikte sind aber selten (Tafel 1, Bild 7).

Ob nun bevorzugte Plagioklase oder Orthoklase dieser Verdrängung anheim gefallen sind, kann dem mikroskopischen Bild nicht entnommen werden. Der geringe Plagioklasgehalt der untersuchten feldspatführenden Sandsteine könnte die Vermutung nahelegen, daß bevorzugt Plagioklase der Verdrängung unterworfen waren. Aber auch in Dünnschliffen, in denen keine oder nur sehr wenige derartige Sideritaggregate gefunden wurden, bleibt der Plagioklasgehalt gering. Außerdem wurden in den Fällen, in denen Feldspatreste im Siderit vorkamen, keine polysynthetischen Zwillinge gefunden. Es muß also angenommen werden, daß der Plagioklasgehalt dieser Sandsteine primär gering war.

Nach CORRENS & v. ENGELHARDT (1938) und CORRENS (1961) geht die Verwitterung der Feldspäte über die Lösungsphase. Dabei treten in die Porenwässer des Sedimentes im Falle des Kalifeldspates die Ionen K^{+}, Al^{+++} oder $Al(OH)^{+}_{2}$, $Al_3(OH)^{++}_{7}$ und SiO^{--}_{3} ein. Durch Hydrolyse entsteht ein alkalischer Titer, welcher besonders im Mikrobereich, also an den Stellen in und auf dem Feldspat, an denen die Auflösung platzgreift, deutlich höhere p_H-Werte verursachen kann.

In den an organischen Substanzen reichen karbonischen Sandsteinen werden im Laufe der Diagenese erhebliche Mengen CO_2 frei, die im Porenwasser gelöst chemisch aktiv werden können. Die Löslichkeit der Kohlensäure nimmt mit steigendem p_H ab. Dabei können aus gesättigten Karbonatlösungen Karbonate ausgefällt werden. Die unter dem Einfluß der sauren Bodenlösungen schnell verwitternden Feldspäte boten für die Ausscheidung von Siderit günstige Bedingungen durch eine lokale Erhöhung des p_H-Wertes im Bereich des in Lösung gehenden Feldspates.

Diese erste Sideritisierung war ein verhältnismäßig kurzzeitiger Vorgang, welcher in der Hauptsetzungsphase des Sedimentes seinen Höhepunkt erreichte (Tafel 2, Bild 1) und danach zum Erliegen kam. Alle diese feinkörnigen Sideritaggregate sind durch die Setzung deformiert. Eine Ausnahme bilden nur jene, welche noch deutliche Feldspatreste enthalten und dadurch vor einer Deformation bewahrt blieben (Tafel 1, Bild 6).

Dieser ersten Sideritisierung von Feldspat folgte eine zweite, welche sich von der ersten dadurch unterscheidet, daß dieser zweite Siderit grobkörniger ausgebildet ist und keinerlei Deformation durch die Setzung erkennen läßt. Die Ausscheidung begann in Form kleiner Rhomboeder an Stellen im Feldspat oder an seiner Peripherie, die auch deutliche Kaolinisierung zeigen, so daß sich beide Vorgänge mehr oder weniger gleichzeitig abspielten (Tafel 1, Bild 2 und Bild 8).

Die Ursachen für diese Sideritisierung sind wahrscheinlich ähnlicher Art wie im Falle der ersten Sideritausscheidung. Zwischen erster und zweiter Sideritisierung der Feldspäte bestand sicher keine zeitliche Unterbrechung. Nur verlief die Sideritisierung nach Abschluß der Hauptsetzung wesentlich langsamer und über einen längeren Zeitraum, so daß durch die längere Verweildauer der

Porenlösungen grobkörnigerer Siderit ausgeschieden wurde.

Beim Auszählen der Dünnschliffe wurde die erste Sideritgeneration zwar gesondert ausgezählt, dann aber zur Matrix gerechnet, da sie im Hinblick auf Porosität und Permeabilität die Funktion einer Matrix erfüllt (Tafel 2, Bild 1).

Der grobkörnigere Siderit wurde ebenfalls gesondert ausgezählt, dann aber zur Geröllfraktion gerechnet, da hier nur die Substanz eines Kornes ersetzt wurde, ohne daß das Gestein im Hinblick auf die Porosität und Permeabilität wesentliche sichtbare Veränderungen erfuhr. Das gleiche gilt für den Kaolinit an Stelle der Feldspatsubstanz.

Die Kaolinisierung der Feldspäte ist jünger als die erste Sideritisierung. Tafel 2, Bild 4 zeigt z. B. ein Kaolinitaggregat unter einem frühdiagenetisch sidertitsierten Feldspat, das auf Grund seiner Form auf einen ehemaligen Feldspat schließen läßt, welcher vor seiner Kaolinisierung den Siderit deformiert hat. Die Form dieses kryptokristallinen Sideritaggregates zeigt eine deutliche Abhängigkeit von Form und Lage der umgebenden Gerölle.

Serizitisierung: ein Teil der Feldspäte ist sehr stark serizitisiert. Einige der Serizitaggregate lassen auf Grund ihrer Form und ihrer Reliktstrukturen (Tafel 2, Bild 2) auf ehemalige Feldspäte schließen. In den meisten Fällen ist dieser Serizit durch benachbarte Gerölle stärker verformt, so daß er von serizitischer Matrix häufig nicht zu unterscheiden ist und ähnlich wie der frühdiagenetisch an Stelle von Feldspat ausgeschiedene Siderit die Funktion der Matrix erfüllt und deshalb zu dieser gerechnet wurde.

Damit ergeben sich drei Hauptphasen der Feldspatumwandlung bzw. Feldspatverdrängung:

1. Drühdiagenetische Sideritisierung.
2. Serizitisierung im Anschluß daran, möglicherweise z. T. gleichzeitig mit 1, sicher aber noch länger andauernd.
3. Sideritisierung und Kaolinisierung mehr oder weniger gleichzeitig im bereits verfestigten Sediment.

3. 4. 2. 2 Diagenetische Veränderung an Quarz

Die beobachteten diagenetische Veränderungen an Quarz sind auf die Verdrängung von Quarz durch Siderit beschränkt. Verdrängend gegenüber Quarz tritt nur kryptokristalliner Siderit auf, der nach dem mikroskopischen Befund allgemein syngenetisch bis frühdiagenetisch entstanden sein dürfte.

3. 4. 2. 3 Diagenetische Veränderung an Glimmern

Biotite sind im Vergleich zu Muskoviten sehr viel verwitterungs-empfindlicher. So sind die Muskovite in den untersuchten Sandsteinen gegenüber den Biotiten relativ frisch. An den Enden sind sie oft aufgesplittert und besitzen dann in Lagen parallel zur Spaltbarkeit Partien geringerer Doppelbrechung, bis herab zu Interferenzfarben des Kaolinits, eine Beobachtung, welche ESCH (1964) auch von Sandsteinen des Ruhrkarbons mitteilt. Diese Umwandlung schreitet von

außen nach innen fort und verläuft vermutlich über die Bildung von Hydromuskovit (SCHEERE 1963). Biotite mit ursprünglichen Farben wurden nicht gefunden. Sie sind stark gebleicht und von schmutzig-grauer bis schmutzig-brauner, selten schwach-grünlicher Farbe. Oft sind sie im Durchlicht nahezu opak, besitzen geringere Doppelbrechung und schwächeren Pleochroismus als normal und als Folge der starken Trübung durch Eisenoxyde oft kaum erkennbare Interferenzfarben. Chloritisierte Glimmer sind selten. Häufig ist längs der Spaltflächen Karbonat vermutlich sideritischer Zusammensetzung ausgeschieden. Die Eisenoxyde sind längs der Spaltflächen in Form unregelmäßiger feinster Pünktchen und Nädelchen von Mikron-Größe ausgeschieden. Orientierte Einlagerungen von Rutilnadeln können häufig beobachtet werden. Sie sind in einigen Fällen bis zu 25 μ lang.

Nach FÜCHTBAUER (1963) ist das Fehlen rotbrauner Biotite für die limnisch-fluviatilen Einschaltungen der tertiären Molasse nördlich der Alpen typisch. Er führt das Vorherrschen grünlich-braüner, durch zahlreiche Einschlüsse getrübter Biotite auf Verwitterungseinflüsse zurück, besonders auf das niedrige p_H des nichtmarinen Milieus und den starken Sauerstoffzutritt "während des häufigen Eintrocknens und Wiederbefeuchtens".

Das Fehlen eigenfarbiger und besonders rotbrauner Biotite im Westfal des Saarkarbons könnte auf ähnliche Ursachen zurückzuführen sein. Besonders der geringe p_H-Wert der Moorfazies dürfte wesentlich zur Mobilisierung des Eisens und zur Bleichung der Biotite beigetragen haben.

3.4.2.4 Diagenetische Veränderung an Kaolinit

Besonders in höher porösen Sandsteinen vom Faziestyp I treten relativ grobkörnige Kaolinitwürmer auf, welche randlich und längs (001) höhere Doppelbrechung besitzen. Mit SCHERP (1963) kann vermutet werden, daß hier eine beginnende Umwandlung von Kaolinit in Serizit vorliegt (Tafel 2, Bild 6).

In einigen Fällen konnte beobachtet werden, daß Kaolinit durch authigenen Quarz verdrängt wird. Dabei werden die Kaolinitwürmer in zunehmendem Maße von Quarz umschlossen und die Lichtbrechung des Kaolinits wird immer geringer, bis schließlich der Unterschied der Lichtbrechung zwischen Quarz und Kaolinit verschwindet. Gleichzeitig steigt die Doppelbrechung des Kaolinites an und erreicht mit verschwindendem Lichtbrechungsunterschied die des Quarzes (Tafel 2, Bild 7).

3.4.3 Zementation

Zementation ist nach PETTIJOHN (1957) der Prozeß der Ausfällung mineralischer Substanz in Poren oder Hohlräumen eines klastischen Sedimentes, dessen Ergebnis die Gesteinsverfestigung ist.

3.4.3.1 Karbonat

Die Löslichkeit der Karbonate in Wasser ist abhängig vom CO_2 Partialdruck, von der Temperatur, dem Druck, dem p_H-Wert und den Lösungsgenossen. So steigt die Löslichkeit der Karbonate in Wasser mit dem CO_2-Gehalt des Wassers und dem Druck und nimmt ab mit steigendem p_H-Wert und steigender Temperatur. Erhöhte Gehalte entsprechender Kationen in der karbonatischen Lösung drängen nach dem Massenwirkungsgesetz die Löslichkeit zurück, während Fremdionen die Löslichkeit erhöhen.

Von großem Einfluß auf die Bildung von Siderit ist das Redox-Potential. So kann sich Siderit nur unter reduzierenden Bedingungen bilden, da bei Anwesenheit von Sauerstoff das Eisen in oxydischer Verbindung ausgefällt würde. THEODOROVICH (PETTIJOHN 1957) unterscheidet sechs Zonen des E_h-Potentials nach Verbindungen des Eisens. Danach bildet sich Siderit in reduzierendem bis schwach reduzierendem Milieu, während Eisensulfid in stark reduzierendem bis reduzierendem Milieu ausgeschieden wird.

In den an organischen Substanzen reichen Sedimenten der kohleführenden Fazies kam es unter Wasserbedeckung schon in geringer Tiefe im Sediment zur Ausbildung eines reduzierenden Milieus, dadurch, daß bei der Umsetzung organischer Substanz durch bakterielle Tätigkeit Sauerstoff verbraucht wird.

Durch die bei der Vertorfung pflanzlichen Materials sich bildenden Huminsäuren entstehen saure Porenlösungen, welche eine intensive Umwandlung (Feldspat, Glimmer) und Neubildung (Kaolinit) von Mineralien verursachen können.

Gleichzeitig entstehen bei der Inkohlung erhebliche CO_2-Mengen (JÜNTGEN & KARWEIL 1962, PATTEISKY 1952, 1963 u. a.), welche mit dem aufwärts gerichteten Kompaktionsstrom in die oberflächennahen Schichten gelangen können und die für die frühdiagenetische Sideritbildung erforderliche Kohlensäure liefern.

Der hohe Eisengehalt von Moorwässern beruht auf der Schutzkolloidwirkung der hydrophilen Humusstoffe, durch welche die hydrophoben Eisenhydroxydsole vor der Ausfällung, nicht aber vor der Auflösung bewahrt werden (CORRENS 1949). So können Eisenhydroxydsole über weite Entfernung transportiert werden.

Nach KRUMBEIN & GARRELS (1952) hat in Seewasser von 25° C im System Hämatit, Siderit, Pyrit der Siderit seine größte Verbreitung im schwach sauren Bereich. STEVENS & CORRON (ESCH 1964) konnten für den Siderit ein Abrasions-p_H von 5 - 7 bestimmen. Nach ROESCHMANN (1962) sind

Siderit-Wurzelröhren in kalkfreien Reduktionshorizonten rezenter Anmoore bei p_H-Werten von 4,7 - 6,4 beständig.

In Schluffsteinen und feinkörnigen Sandsteinen wurde der Siderit vorwiegend in diffusen bis wolkigen, z. T. deutlich konkretionären Formen innerhalb der Matrix angetroffen. Dieser Siderit ist stets kryptokristallin und pigmentiert (Tafel 2, Bild 2). Reine Toneisensteine wurden nicht untersucht.

Sehr häufig ist in diesem Siderit kohlige Substanz eingeschlossen, herrührend von Wurzeln, Blättern oder isolierten Stengelteilen. Dieser in toniger Matrix mehr oder weniger fein verteilte bis konkretionär angereicherte Siderit soll als syngenetische bis frühdiagenetische Bildung angesprochen werden, deren Erhärtung bereits vor Einsetzen stärkerer Setzungsvorgänge abgeschlossen war.

Nach ILLIES (1949) waren die in Konkretionen angereicherten Stoffe in mehr oder weniger gleichmäßiger Verteilung in das Sediment gelangt und wurden aus dem aufwärts gerichteten Porenwasserstrom bei Veränderung des Redoxpotentials und des p_H-Wertes durch bakterielle Tätigkeit ausgefällt.

Wesentlich ist, daß alle physikalisch-chemischen Gleichgewichte einen möglichst geringen Energieinhalt anstreben, der im Falle der Bildung von Konkretionen durch Verringerung der Oberfläche erreicht wird. Dabei spielen Konzentrationsfällungen sicher eine wesentliche Rolle.

Konzentrationsfällungen werden auch bei der Umkrustung von Geröllen durch Siderit, welche bei besonders karbonatreichen mittel- und grobkörnigen Sandsteinen zu beobachten ist, wirksam gewesen sein.

Als erstes in Porenzwickeln ausgeschiedenes Zement erscheint feinkörniger Siderit vom gleichen Habitus wie der innerhalb der Matrix ausgeschiedene. Häufig reicht dieser kryptokristalline, in der Matrix ausgeschiedene Siderit in die Porenräume hinein, und es besteht offensichtlich eine syngenetisch bis frühdiagenetisch gebildete Sideritgeneration, welche durch ihre Feinkörnigkeit und bräunliche Pigmentierung gekennzeichnet ist.

Eine zweite Sideritgeneration schließt sich der Bildung authigenen Quarzes an und tritt nur als Porenfüllung auf. Sie ist grobkörniger als die erste (Tafel 1, Bild 2).

Es ist nicht zu entscheiden, ob dieser Siderit aus Porenlösungen neu ausgeschieden wurde oder ob er von in Lösung gegangenem Siderit der ersten Generation herzuleiten ist. Jedenfalls ist dieser grobkörnigere Siderit nicht durch Weiterwachsen des Siderits der ersten Generation entstanden.

3.4.3.2 Pyrit

In sideritreichen Schluffsteinen und feinkörnigen Sandsteinen ist oft Pyrit in Form feiner Pünktchen und unregelmäßig geformter Aggregate bis zu einigen Millimeter Größe vorhanden. In seltenen Fällen wurden Pyritwürfel im Siderit

gefunden.

In einer Probe aus der Bohrung Saarbrücken Nord (1095, 3 m) sind innerhalb der Matrix Pyritkügelchen vorhanden. Diese Kügelchen besitzen Durchmesser zwischen 1 und 10 Mikronen und sind wahrscheinlich als Melnikovit ausgeschieden worden.

Während Pyrit in den drei genannten Erscheinungsformen sicher syngenetischer bis frühdiagenetischer Entstehung ist, verdanken mehr oder weniger idiomorphe, nicht von Siderit umgebene Pyrite thermalen Lösungen ihre Entstehung. Wenngleich in diesen Fällen auch oft keine Klüfte im Dünnschliff zu erkennen sind, so sind Proben mit solchen Pyriten doch gewöhnlich an Störungszonen gebunden.

3.4.3.3 Authigener Quarz

Es sind keine Anzeichen dafür vorhanden, daß in den untersuchten Sandsteinen Kieselsäure von außen zugeführt wurde. Die für die Bildung authigenen Quarzes notwendige Kieselsäure stammt entweder aus der Umwandlung von Silikaten oder aus der Drucklösung nach dem Rieckeschen Prinzip.

Bei der Umwandlung von Feldspäten in Kaolinit und Serizit wird Kieselsäure frei, ebenso wie bei der in vielen Sandsteinen wenn auch in geringem Umfang beobachteten Verdrängung von Quarz durch Siderit. Eine nicht unbedeutende Kieselsäuremenge wird bei der Verdrängung von Feldspäten durch Siderit frei. Diese Kieselsäure steht bei der Bildung authigenen Quarzes zur Verfügung.

Die Drucklösung erfordert eine gewisse Überdeckung, deren Mindestmächtigkeit abzuschätzen sehr schwierig ist (v. ENGELHARDT 1960). Die Löslichkeit ist im wesentlichen abhängig von der Differenz des auf dem Kristall und der Lösung lastenden Druckes. Bei grobkörnigen Sandsteinen, in denen sich der Überlagerungsdruck auf weniger Kornkontakte verteilt als bei feinkörnigen, dürfte die Drucklösung früher einsetzen.

Die untersuchten Sandsteine sind im allgemeinen sehr matrixreich und in den meisten kommt es zu keiner durchgehenden Gerüstbildung der Körner, so daß der Druck von der Tonmatrix aufgefangen und auf Grund deren Flexibilität mehr oder weniger auf die Quarzkornoberfläche verteilt wird. Dadurch wird im ganzen der Effekt der Drucklösung verringert.

Authigener Quarz wurde nur in Porenräumen auf Quarzkornoberflächen ausgeschieden, welche frei von Tonmineralen und Siderit sind. Nur gelegentlich finden sich kleine Einschlüsse von Tonmineralen oder Karbonat. Sekundärer Quarz ist deshalb fast ausschließlich auf Konglomerate und grobkörnige Sandsteine besonders vom Typ I und II beschränkt, in denen freie Porenzwickel für die Bildung authigenen Quarzes vorhanden waren (Tafel 2, Bild 5). In solchen Sandsteinen, in denen die Körner überwiegend in einer tonigen Matrix schwimmen, wurde praktisch kein sekundärer Quarz gefunden.

Da ein großer Teil des sekundären Quarzes zwischen erster und zweiter Sideritgeneration gebildet wurde und für die Sideritbildung im ganzen ein frühes

Stadium der Diagenese angenommen werden kann, dürfte der authigene Quarz in erster Linie von der Umwandlung oder Verdrängung anderer Silikate herrühren. Authigener Quarz, welcher später verdrängend gegenüber Kaolinit auftritt, könnte vorwiegend von Kieselsäure herstammen, welche bei der Drucklösung frei geworden ist (Tafel 2, Bild 7).

3.4.3.4 Kaolinit und Serizit-Illit

In den Sandsteinen vom Faziestyp I überwiegt serizitisch-illitisches Zement. In den Sandsteinen und Konglomeraten vom Faziestyp II und III wurde bis auf sehr wenige Ausnahmen mikroskopisch kein serizitisch-illitisches Zement angetroffen.

Es konnte nicht beobachtet werden, daß mikroskopisch erkennbarer Kaolinit direkt aus der Matrix entstanden ist. Kaolinit ist entweder an Stelle von Feldspäten vorhanden oder als Zement. Kaolinitaggregate innerhalb der Matrix wurden nicht beobachtet.

Dunkle Säume um Kaolinitaggregate sind sicher kein Anzeichen dafür, daß dieser Kaolinit durch Umstehen der Matrix entstanden ist, wie ESCH (1964) dies vermutet. Es sind Stoffe, Eisenverbindungen, organische Substanzen, Karbonate, die mit dem Fireclay-Kaolinit gleichzeitig ausgeschieden wurden, bei dessen Umordnung zu Kaolinit aber in diesen nicht eingebaut werden konnten und nun als überwiegend dunkle Säume den Kaolinit umgeben.

Nach CORRENS (1949) wird sich Kaolinit vorwiegend in schwach saurem Milieu bilden, während Serizit auf Grund seines höheren SiO_2-Gehaltes alkalisches Milieu bevorzugen dürfte, in dem auf Grund der größeren Löslichkeit der Kieselsäure ein höheren SiO_2-Angebot besteht.

So sind die Typen II und III Sandsteine der flözführenden Fazies, in denen auf Grund der bei der Torfbildung entstehenden Huminsäuren saure Porenlösungen für eine gewisse Zeit der Diagenese zu erwarten sind, reich an Kaolinitzement. Die Sandsteine vom Faziestyp I sind dagegen flözfrei und im allgemeinen mehr als 20 m mächtig. Saure Porenlösungen sind nur durch die aus liegenden Sandsteinen vom Typ II und III zusitzenden Wässer zu erwarten. Man muß also in den Sandsteinen vom Faziestyp I mit einer geringeren Adzidität der Porenwässer rechnen als in denen vom Faziestyp II und III. Dies gäbe eine Deutungsmöglichkeit dafür, daß in den Sandsteinen vom Faziestyp II und III praktisch kein serizitisch-illitisches Zement angetroffen wurde, dieses aber in Sandsteinen vom Faziestyp I überwiegt.

Der Anteil silikatischen Zements ist deutlich abhängig vom Sideritgehalt. Die in Abb. 6 dargestellte Zunahme des relativen Karbonatgehaltes erfolgt in erster Linie auf Kosten des Kaolinites. Aus der doppelten Abhängigkeit des Kaolinitgehaltes erstens von der Höhe des Karbonatgehaltes und dadurch bedingt auch zweitens von der Porosität wird deutlich, daß der Anteil an Kaolinitzement in erster Linie abhängig ist von der Wegsamkeit des Gesteins und den zur Verfügung stehenden Porenräumen. Zu gleichen Ergebnissen kommen FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1961). Danach scheint der ge-

ringere Kaolinit- und Chloritgehalt karbonathaltiger Gesteine in erster Linie auf deren geringere Wegsamkeit zurückzuführen zu sein.

3.4.3.5 Ausscheidungsfolge des Zementes

Die Zementation der untersuchten Sandsteine begann mit der syngenetischen bis frühdiagenetischen Bildung kryptokristallinen, bräunlich pigmentierten Siderites, dem sich eine erste Generation authigenen Quarzes anschloß. Die Zementation durch Karbonat wurde fortgeführt mit der Bildung feinkörnigen Siderites, der die Ausscheidung von Kaolinit folgte.

Der Kaolinit ist im allgemeinen um so grobkörniger, je poröser die Sandsteine sind.

Mehr oder weniger gleichzeitig mit der Zementation durch Kaolinit begann die Zementation der feldspatführenden Sandsteine durch Serizit-Illit. Als jüngstes Zement ist wieder authigener Quarz vorhanden, welcher verdrängend gegenüber Kaolinit auftritt.

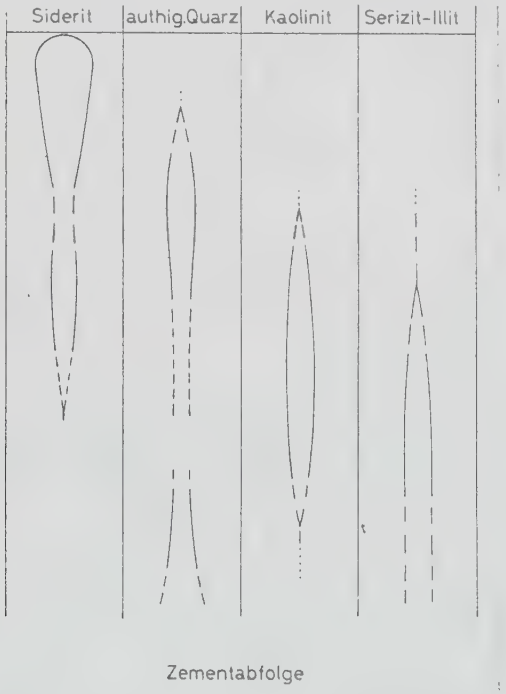


Abb. 3: Relative Zementabfolge (früh gebildetes Zement im oberen Teil, jüngstes Zement im unteren Teil der Abbildung)

Es bestehen sich keine sehr scharfen Grenzen in der Mineralabfolge der Zementation, jedoch sind Schwerpunkte für die entsprechenden Minerale vorhanden, deren relative Lage zueinander in Abb. 3 angedeutet ist.

4. Korrelation petrophysikalischer und petrographischer Daten

4.1 Porosität in Abhängigkeit von petrographischen Parametern

4.1.1 Faziestyp I

Die Porosität von Sandsteinen und Konglomeraten dieses Faziestyps ist in

Abb. 4 in Abhängigkeit vom Volumenanteil Sand, Matrix bzw. Zement dargestellt. Trotz des geringen Porositätsspektrums von 0, 5 bis 7 Vol. % ist die zu erwartende Tendenz, daß die Porosität mit steigendem Sandanteil und abnehmendem Matrixanteil zunimmt, sehr deutlich.

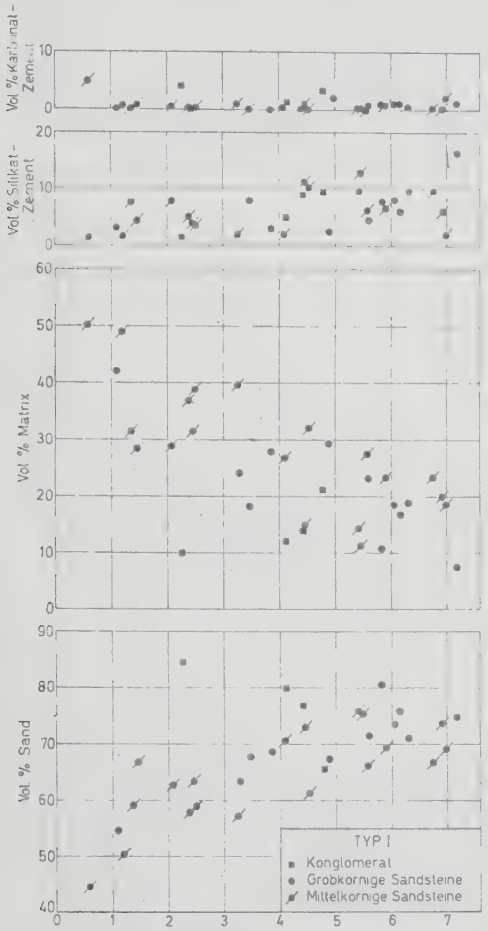


Abb. 4: Porosität in Abhängigkeit von petrographischen Eigenschaften

Während der sehr geringe Anteil karbonatischen Zementes (Siderit) über das gesamte Porositätsspektrum konstant ist, deutet sich im Gehalt an silikatischem Zement eine mittlere Zunahme mit steigender Porosität an, deren Ursache die bessere Wegsamkeit und das größere Angebot an freien Porenräumen in den tonmatrixärmeren Sandsteinen sein dürfte.

4. 1. 2 Faziestyp II

Im Gegensatz zu den Sandsteinen vom Faziestyp I ist bei solchen vom Faziestyp II die Abhängigkeit der Porosität vom Sand- bzw. Matrixvolumen nicht zu erkennen. Die Volumina an Zement streuen mehr oder weniger gleichmäßig über den gesamten Porositätsbereich. Dagegen zeigt sich eine sehr deutliche Abhängigkeit von der maximalen Teufenlage und dem Gehalt an karbonatischem Zement (Abb. 5).

Mit zunehmendem mittleren Karbonatgehalt nehmen die Porositäten für verschiedene Teufenlagen ab.

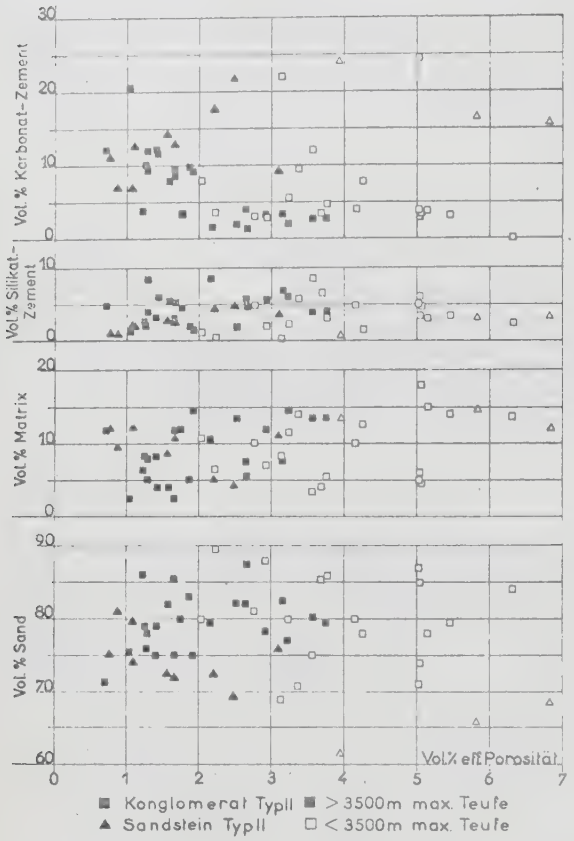


Abb. 5: Porosität in Abhängigkeit von petrographischen Eigenschaften und der maximalen Tiefenlage

Beim Vergleich der Werte einzelner Proben zeigte sich, daß hohe Siderit-gehalte mit geringerem Zementgehalt einhergehen. Deshalb wurde in Abb. 6 die Porosität in Abhängigkeit vom Verhältnis Karbonatzement zu übrigem Zement aufgetragen.
Der Quotient wird mit abnehmender Porosität größer. Das bedeutet, daß hohe Karbonatgehalte einen größeren Einfluß auf die Porosität besitzen als höhere Anteile an restlichem Zement.

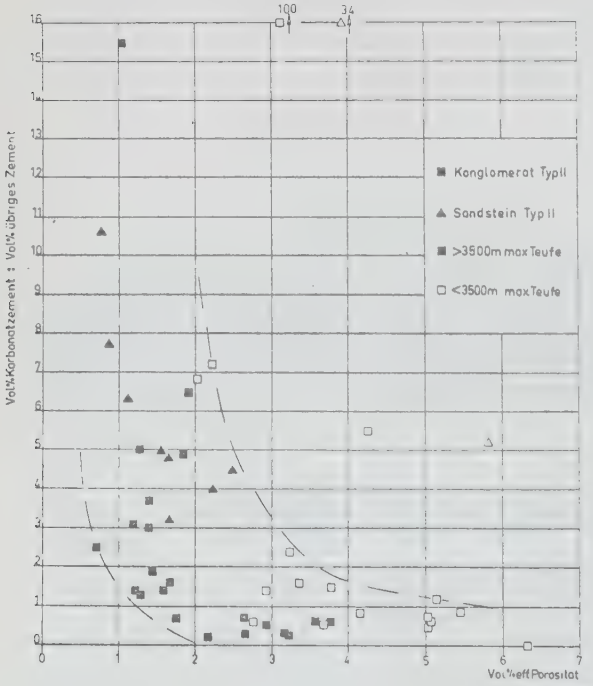


Abb. 6: Porosität in Abhängigkeit vom Verhältnis Karbonatzement: silikatischem Zement

Auch vom Verhältnis Karbonatvolumen : Matrixvolumen ist die Porosität der Sandsteine vom Faziestyp II in charakteristischer Weise abhängig (Abb. 7). Man erkennt, daß die geringsten Porositäten bei ungefähr gleichen Anteilen zu erwarten sind. Gleichzeitig wird die Teufenabhängigkeit der Porenraumreduktion deutlich. Mit zunehmender Überlagerung (max. Tiefe) verschieben sich die Verhältniszahlen zu kleineren Porositäten. Dabei nimmt mit abnehmender Porosität die Geschwindigkeit der Verdichtung ab.

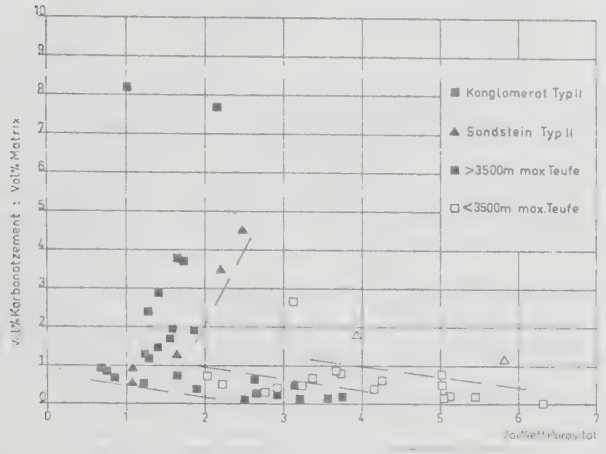


Abb. 7: Porosität in Abhängigkeit vom Verhältnis Karbonatzement : Matrix

4.1.3 Faziestyp III

Bei allen Korngrößen der Sandsteine vom Faziestyp III zeigt sich neben der deutlichen Teufenabhängigkeit der Porosität der große Einfluß hoher Sideritgehalte auf die Reduktion des Porenraumes (Abb. 8).

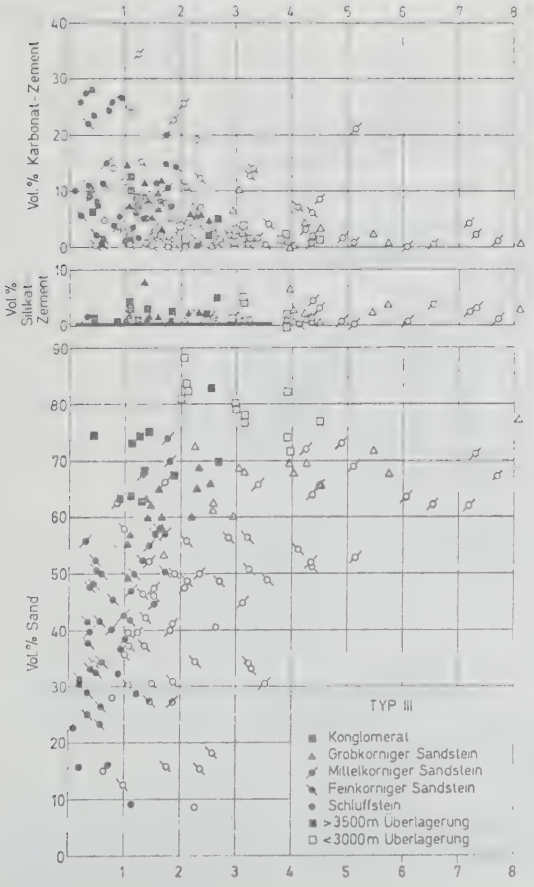


Abb. 8: Porosität in Abhängigkeit von petrographischen Eigenschaften und Mächtigkeit der Überlagerung

Mit zunehmendem Geröll- bzw. Sandgehalt, gleichbedeutend mit abnehmendem Matrixanteil (die Menge silikatischen Zementes ist gering und ohne signifikanten Einfluß auf die Porosität), ist für verschiedene maximale Tiefenlagen ein mittlerer Anstieg der Porosität verbunden, der die höchsten Werte im Bereich mittel- bis grobkörniger Sandsteine erreicht. Letzteres dürfte auf einen im Vergleich zu Konglomeraten höheren Reibungswiderstand bei der Setzung infolge größerer Zahl von Kornkontakten pro Volumeneinheit und im Vergleich zu feinkörnigeren Sandsteinen im Durchschnitt geringeren Tonmatrixgehalt zurückzuführen sein.

4.2 Permeabilität in Abhängigkeit von petrographischen Parametern

Die mittlere Durchlässigkeit der Sandsteine und Konglomerate vom Faziestyp I liegt überwiegend zwischen 10^{-2} bis 10^{-1} md. Nur sehr wenige Proben besitzen geringere mittlere Permeabilitäten. Diese Proben stammen in der Regel aus der Nachbarschaft matrixreicher Sandsteine vom Typ III und sind durch die aufsteigenden Kompaktionslösungen stärker zementiert. Sie besitzen dann meist auch einen etwas höheren Siderit- und Kaolinitgehalt.

Bei den Sandsteinen und Konglomeraten vom Faziestyp II und III ist mit zunehmendem Sandvolumen und abnehmendem Sideritgehalt ein deutlicher Anstieg der Durchlässigkeit verbunden, während der Anteil silikatischen Zementes keinen kennzeichnenden Einfluß zu besitzen scheint (Abb. 9 und 10). Neben der Abhängigkeit von petrographischen Parametern kommt die Teufenabhängigkeit sehr klar zum Ausdruck.

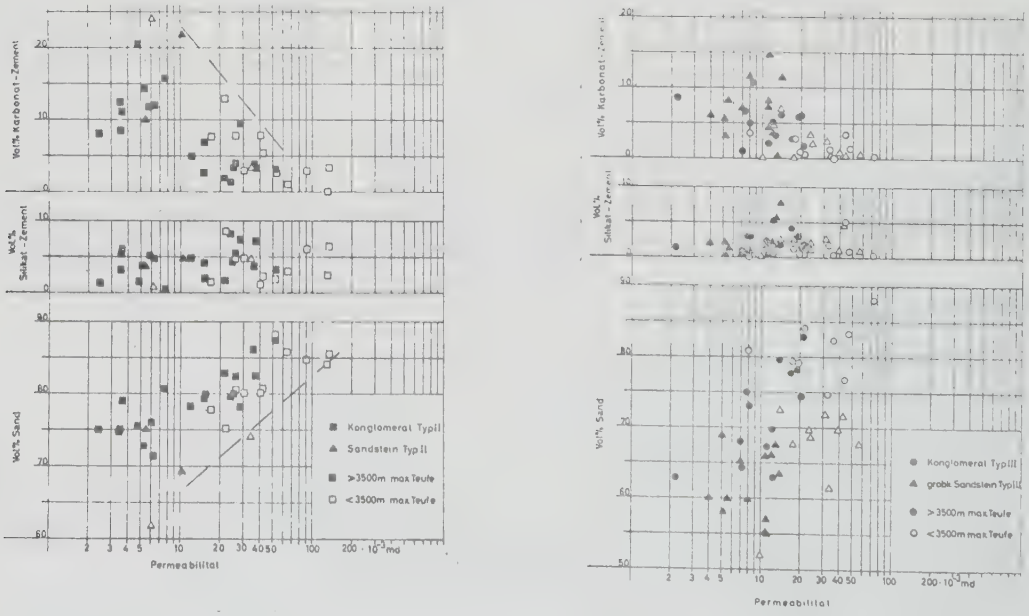


Abb. 9 und 10: Permeabilität in Abhängigkeit von petrographischen Eigenschaften und der maximalen Tiefenlage

4.3 Ergebnisse der Kapillardruckmessungen

Nach den Ergebnissen der Kapillardruckmessungen sind die untersuchten Sandsteine und Konglomerate sehr feinporig. Die Poreneingangsradien überschreiten selten 1 Mikron. Der Kurvenverlauf und damit die Verteilung der Poreneingangsradien stehen in deutlicher Beziehung zur Permeabilität.

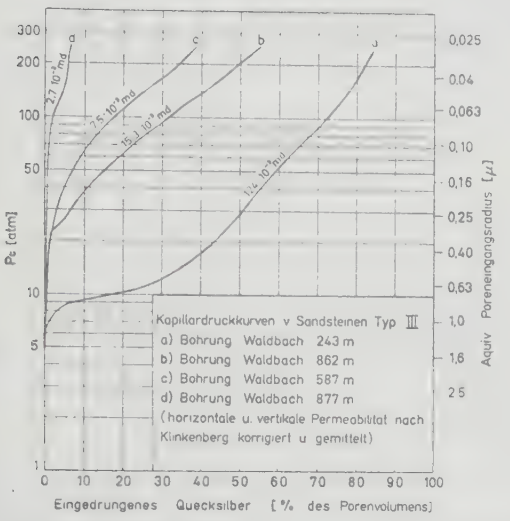


Abb. 11: Kapillardruckkurven von Sandsteinen des Faziestyp III

Man erkennt, daß mit abnehmender Durchlässigkeit der Anteil kleinerer Poreneingänge auf Kosten der größeren zunimmt (Abb. 11, 12, 13, 14). Dagegen ist eine Beziehung zwischen der Verteilung der Poreneingangsradien und der Porosität nicht zu erkennen (Abb. 12, 13, 14).

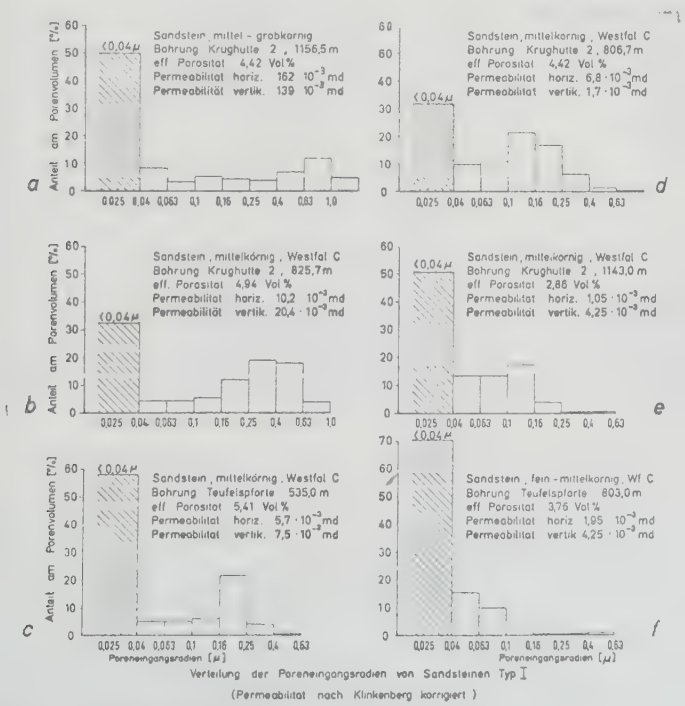


Abb. 12: Verteilung der Poreneingangsradien von Sandsteinen des Faziestyp I (Permeabilität nach Klinkenberg korrigiert)

Zu gleichen Ergebnissen kommt ARCHIE (1950) an sandigen und karbonatischen Speichergesteinen verschiedener nordamerikanischer Erdölfelder. Danach besitzen die Kapillardruckkurven von Gesteinen mit deutlich wahrnehmbaren Permeabilitäten (nach den bei ARCHIE abgebildeten Kurven größer als 1 md) einen S-förmigen Verlauf mit einem ausgeprägten Plateau, d. h. einen Bereich sehr flachen Kurvenanstieges im Bereich des Wendepunktes.

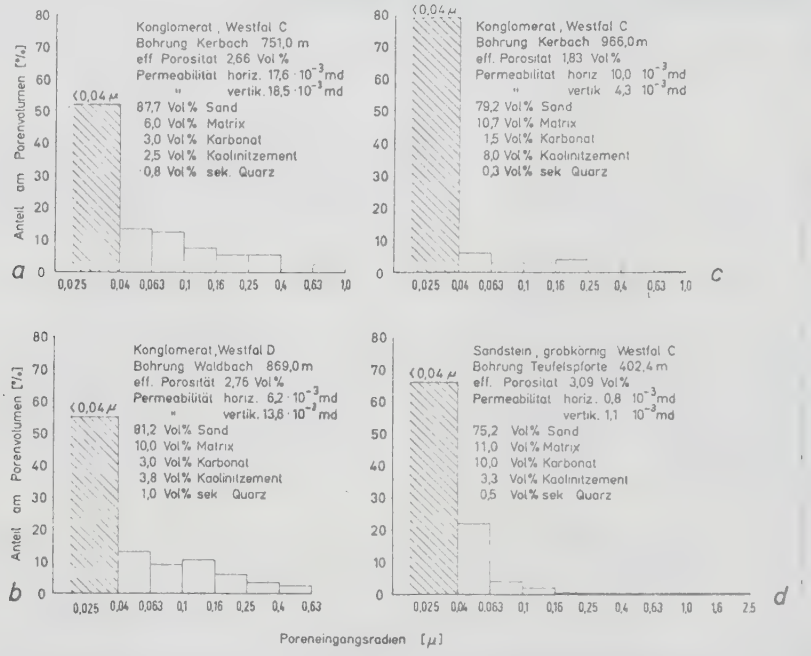


Abb. 13: Verteilung der Poreneingangsradien von Sandsteinen des Faziestyp II (Permeabilität nach Klinkenberg korrigiert)

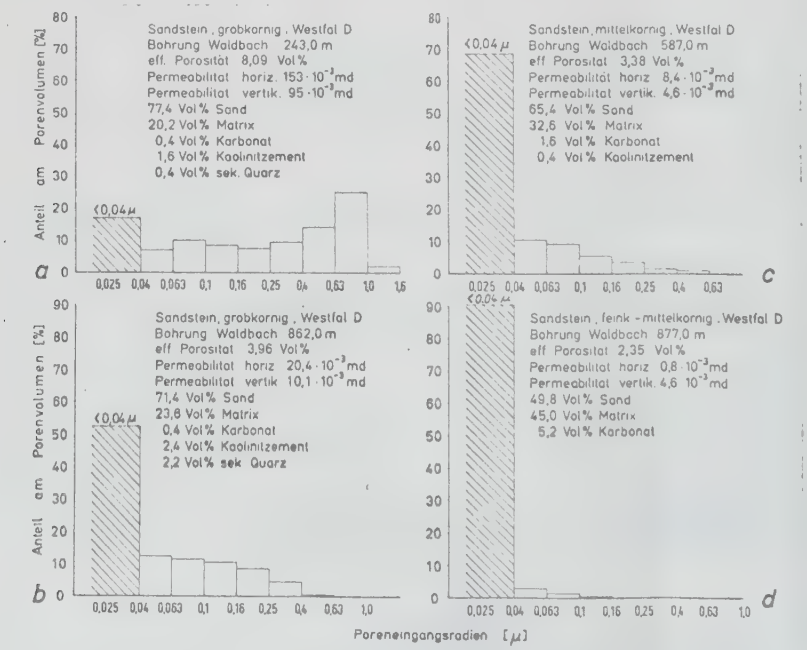


Abb. 14: Verteilung der Poreneingangsradien von Sandsteinen des Faziestyp III (Permeabilität nach Klinkenberg korrigiert)

Entscheidend für die Größe der Permeabilität ist für die hier untersuchten Sandsteine die Höhe des "displacement pressure" und der Kapillardruck P_c, bei dem ein flacherer Kurvenverlauf einsetzt.

Um die Beziehung zwischen der Verteilung der Poreneingangsradien und der Permeabilität deutlich zu machen, wurden die Anteile verschiedener Intervalle der Poreneingangsradien an der Gesamtpermeabilität berechnet und in Abb. 15 dargestellt.

Nach PURCELL (1949) läßt sich aus der Quecksilberkapillardruckkurve die Permeabilität berechnen:

$$K_{(md)} = 0,66 \cdot F \cdot \omega \int_{0\,\%}^{100\,\%} \frac{dS_{Hg}}{(P_c)^2}$$

F = Lithologischer Faktur
ω = eff. Porosität in Vol. %
S_{Hg} = Quecksilbersättigung in Prozent des Porenvolumens
P_c = Kapillardruck (atm)

Der Faktor 0,66 muß nach BECKER & RIECKMANN (1962) für den Fall eingeführt werden, daß K in Millidarcy (md), und S_{Hg} in Volumenprozent und P_c in Atmosphären angegeben werden. Der lithologische Faktor F dient nach BECKER & RIECKMANN (1962) "als freier Parameter zur Anpassung der Ergebnisse der statischen Kapillardruckmessungen an die Ergebnisse der dynamisch ermittelten Durchlässigkeiten". Bei bekannter Permeabilität kann der lithologische Faktor aus oben genannter Gleichung berechnet werden.

Für die Kalkulation der Anteile verschiedener Intervalle der Poreneingangsradien an der Gesamtpermeabilität ist aber die Berechnung der wahren Durchlässigkeit nicht notwendig, da die Summe aller "relativen" Permeabilitäten, die durch den Ausdruck

$$\int_{0\,\%}^{100\,\%} \frac{dS_{Hg}}{(P_c)^2}$$

gegeben ist 100 % der Gesamtpermeabilität sein muß. Mittels des oben genannten Ausdruckes wurde für jedes in Abb. 15 zusammengefaßte Intervall der Poreneingangsradien die anteilmäßige Permeabilität berechnet.

Man erkennt, daß danach Poren mit Radien kleiner als 0,04 Mikron praktisch keinen Anteil an der Gesamtpermeabilität besitzen. Liegt für Poreneingangsradien größer als 0,04 Mikron eine näherungsweise ideale Verteilung vor, so fallen die Maxima für den Anteil am Porenvolumen und an der Permeabilität zusammen. Mit zunehmender Asymmetrie der Verteilung der Poreneingangsradien verlagert sich der Anteil an der Permeabilität allein auf die größten Poren, die dann am Gesamtporenvolumen anteilmäßig am geringsten vertreten sind. Der Übergang kann sich über die Ausbildung einer zweizipfligen Kurve vollziehen.

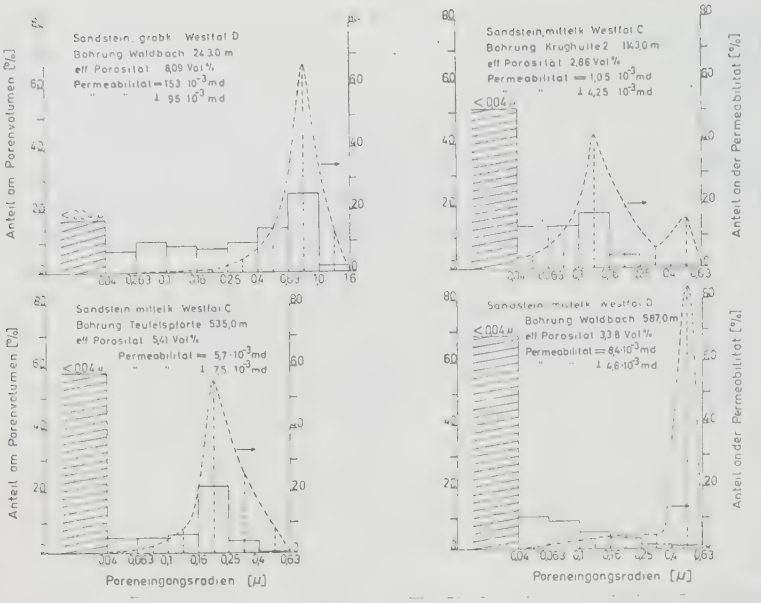


Abb. 15: Anteile verschiedener Intervalle der Poreneingangsradien an der Gesamtpermeabilität

Während nach ARCHIE (1950) praktisch kein Zusammenhang zwischen Gesteinstyp und dem Verlauf der Kapillardruckkurven besteht, sind bei den hier untersuchten Sandsteinen gewisse Abhängigkeiten vorhanden. So unterscheiden sich die Sandsteine der drei Faziestypen in gewissem Umfang durch die Verteilung der Poreneingangsradien.

In den Sandsteinen vom Typ I sind in den meisten Fällen weniger als 50 % der Poreneingangsradien[+] kleiner als 0,04 Mikron, während in Sandsteinen vom Typ III mehr als 80 % der Poreneingangsradien kleiner als 0,04 Mikron sind. (Die in den Abbildungen dargestellten Kurven bzw. Säulendiagramme geben keinen repräsentativen Querschnitt, da sie in erster Linie die Beziehung zur Permeabilität deutlich machen sollen).

Der Anteil der Poreneingangsradien kleiner als 0,04 Mikron in Sandsteinen und Konglomeraten vom Faziestyp II wechselt. Er ist im allgemeinen größer als 50 % des Porenvolumens.

Für Sandsteine und Konglomerate vom Faziestyp II und III ist, abgesehen von Durchlässigkeiten über 10^{-1} md (nach KLINKENBERG korrigiert), das Fehlen eines Maximums im Bereich der Poreneingangsradien größer als 0,04 Mikron typisch, während in Sandsteinen vom Faziestyp I in diesem Bereich eine der idealen Verteilung mehr oder weniger angenäherte Porenradiusverteilung vorliegt. Diese Symmetrie ist nicht mehr vorhanden bei sehr kleinen Permeabilitäten (Abb. 12 e und f).

Im Falle der Sandsteine vom Faziestyp II und III besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen petrographischen Eigenschaften, Verteilung der Poreneingangsradien und der Durchlässigkeit. In den Abb. 13 und 14 sind die entsprechenden Daten eingetragen. Mit zunehmendem Anteil kleiner Poren nimmt das Geröllvolumen ab und das Matrixvolumen zu. Diese Beziehung ist in der überwiegenden Zahl der untersuchten Proben realisiert. Unterschiede im petrographischen Aufbau wirken sich auf die Permeabilität und die Porenradius-

[+] Die Prozentangaben beziehen sich auf den Anteil der Poreneingangsradien am Gesamtporenvolumen.

verteilung nur dann deutlich aus, wenn Geröllanteile über 60 Vol. % vorhanden sind, also bei Sandsteinen und Konglomeraten vom Faziestyp II und Konglomeraten und den meisten grobkörnigen Sandsteinen sowie einigen mittelkörnigen Sandsteinen vom Faziestyp III. Das sind solche Konglomerate und Sandsteine, bei denen auf Grund des Geröllvolumens über 60 % eine durchgehende Gerüstbildung zu erwarten ist und dadurch auch das Vorhandensein natürlicher Porenzwickel (Kap. 3.4.1.2). Bei geringerem Geröllvolumen sind praktisch keine Intergranularen mehr zu erwarten, da die Körner mehr oder weniger in der tonigen Matrix schwimmen. Die Porosität steckt dann ähnlich wie bei den Tonsteinen in der Matrix, und dementsprechend sind die Poreneingänge sehr klein und reichen nach RIECKMANN (1963) wahrscheinlich bis in die Schichtgitterabstände der Tonminerale (0,001 bis 0,002 Mikron). Deshalb können sich auch gewisse Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung sehr tonmatrixreicher Sandsteine nicht mehr so stark auf die Porengrößenverteilung, Permeabilität und auch Porosität auswirken, weil die Unterschiede dieser petrophysikalischen Parameter jeweils weitgehend nivelliert und bei der starken Verdichtung dieser Sandsteine Minimalwerten angenähert sind.

4.4 Porosität in Abhängigkeit von der stratigraphischen Lage der Teufe und der Tektonik

Der überwiegende Anteil der Westfal-Sandsteine des Saarkarbons setzt sich aus Schluffsteinen und feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteinen des Faziestyp III zusammen. Die Streubreite ihrer Porositätswerte ist in allen untersuchten Bohrungen im Vergleich zu den übrigen Sandsteinen gering (Abb. 25 - 30). Deshalb wurden aus diesen Werten gleitende Mittelwerte von je 100 m zu 100 m Teufenunterschied gebildet. Die so erhaltenen Mittelwertskurven wurden in Abb. 16 (links) nach der stratigraphischen Lage des entsprechenden Bohrprofils eingeordnet.

Die Mittelwertskurven einiger Bohrungen fügen sich recht gut in einen geschlossenen Verlauf mit zunehmender stratigraphischer Teufe geringer werdender Porositäten. Die Werte der Bohrungen Saarbrücken Süd, Weilerbachtal, Teufelspforte und der Abschnitt der Bohrung Krughütte 2 oberhalb der Überschiebung (Abb. 30) fallen heraus. Außerdem ließen sich in diese Darstellungen die Mittelwertskurve der Bohrung Kerbach und die Einzelwerte der Bohrung Oster (von der Bohrung Oster liegen nur einige Vergleichsmessungen vor) nicht einfügen, weil im Nordosten des Saarbrücker Hauptsattels die Schichtmächtigkeiten stark reduziert sind.

KNEUPER (1964, Tafel 7) hat die streichende Veränderung der Mächtigkeit des Westfal zwischen Frankenholzer Sattel im Nordosten und dem Gebiet der Grube Luisenthal, westlich von Saarbrücken, sowie die Mächtigkeit des Stefan in streichenden Profilen weiter nordwestlich dargestellt.

Danach nehmen die Schichtmächtigkeiten des Westfal und in geringerem Umfang auch des Stefan A von NE nach SW zu. Im Stefan B sind keine Mächtigkeitsänderungen in streichender Erstreckung mehr festzustellen. Gleichzeitig

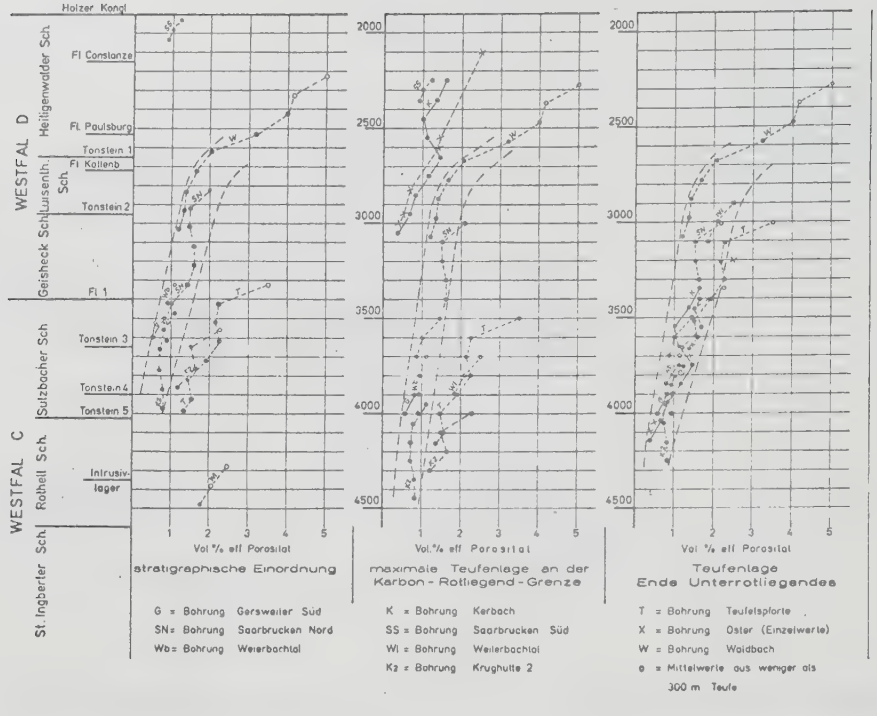


Abb. 16: Mittelwerte der Porosität von Schluffsteinen, feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteinen des Faziestyp III

ist eine gewisse Mächtigkeitszunahme von der Kulmination des Saarbrücker Hauptsattels nach NW zu beobachten.

Es wurde nun der Versuch unternommen, die Mittelwertskurven der Porosität nach der Teufenlage an der Karbon-Rotliegend-Grenze einzuordnen. Die Schichtmächtigkeiten des Karbons wurden dazu aus KNEUPER (1964, Tafel 7) entnommen, in der die Mächtigkeitsänderung der Karbonfolge im Streichen des Saarbrücker Hauptsattels dargestellt ist.

Es zeigt sich (Abb. 16, Mitte), daß die Mittelwertskurven der gleichen Bohrungen, welche sich bei einer stratigraphischen Einordnung gut in einen allgemeinen Verlauf einfügen lassen, sich auch hier in gleicher Weise zueinander ordnen. Die gleichen Bohrungen, welche bei einer stratigraphischen Einordnung herausfallen, stehen auch hier außerhalb.

Auffallend ist, daß die Werte der Bohrungen Kerbach und Oster bei verringerter Schichtmächtigkeit zu geringe Porositäten aufweisen. Weiterhin, daß Schichten in Sattellagen (Bohrung Teufelspforte und Weilerbachtal) und überschobene Schichten (Bohrung Krughütte 2 oberhalb 540 m Teufe) zu hohe Porositäten besitzen, während in Schichten in Muldenlage (Bohrung Saarbrükken Süd) die Porositäten zu gering sind.

Die Ursachen für die Streuung dieser Porositätswerte müssen also in den tektonischen Lageveränderungen zu suchen sein.

Da die Porositäten vergleichbarer Sandsteine mit zunehmender Tiefe bzw. Überlagerung abnehmen, verlangen zu geringe Porositäten eine mächtigere Überdeckung und zu hohe eine geringere.

Als Bezugsniveau für die Größe der tektonischen Lageveränderung wurden die Bohrungen verwandt, deren Porositätswerte sich sowohl nach der stratigraphischen Tiefe als auch nach der Tiefenlage an der Karbon-Rotliegend-Grenze recht gut aneinanderfügen lassen.

Nach KNEUPER (1964), LUCIUS (2937) u. a. verlagerte sich der Sedimentationsraum des Unterrotliegend von SW nach NE. Nach KNEUPER (1964) endet das Unterrotliegendbecken in der Gegend von Nalbach, etwa 6 km ENE von Dillingen/Saar (Abb. 1).

Nach FALKE (freundl. persönl. Mitteilung) kann im Raume Ottweiler mit einer ehemaligen Unterrotliegendmächtigkeit von 1300 m bis 1500 m gerechnet werden. Ähnliche Schichtmächtigkeiten von 1000 m bis 1200 m wurden in der Bohrung Bahnhof Bexbach 2 südlich des Saarbrücker Hauptsattels (Abb. 1) angetroffen. Verlegt man die Porositätswerte der Bohrungen Kerbach und Oster um diesen Betrag tiefer, so fügen sie sich recht gut in den allgemeinen Porositätsverlauf ein (Abb. 16 rechts).

In der Bohrung Krughütte 2 westlich des Saarsprunges im Gebiet südlich der Grube Luisenthal wurde der südliche Randwechsel in 545 m Teufe durchbohrt. Diese Überschiebung ist sowohl durch die Bohrkernaufnahme - der Tonstein 3 erscheint in 308 m und 776 m Teufe - als auch durch die Inkohlungsuntersuchungen (DAMBERGER 1966) belegt. Daraus ergibt sich eine Doppellagerung von 470 m. Im Porositätsverlauf erscheint die Überschiebung nicht, und bei der Einordnung der gemittelten Porositäten nach der stratigraphischen und maximalen Teufe sind die Werte oberhalb der Überschiebung zu hoch. Daraus muß geschlossen werden, daß die Verdichtung der matrixreichen Sandsteine erst nach Ausbildung der Überschiebung abgeschlossen wurde.

Die Bohrung Weilerbachtal südlich Neunkirchen (Abb. 1) steht in der Nähe des Ausgehenden der Hauptüberschiebung und hat die mittleren bis unteren Rothell Schichten (Westfal C) durchteuft. Auf Grund der stratigraphischen Teufe müßten sehr geringe Porositäten zu erwarten sein. Die Mittelwerte der Porositäten von Schluffsteinen, feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteinen lassen sich aber weder stratigraphisch noch nach der Teufe an der Karbon-Rotliegend-Grenze einordnen.

Rekonstruiert man den Betrag der Heraushebung über das Niveau der flachen Lagerung im Gebiet der Grube Maybach durch die Hauptüberschiebung im Bereich der Bohrung Weilerbachtal, so ergeben sich 800 m bis 1000 m. Verlegt man die gemittelten Porositätswerte in Abb. 16 um diesen Betrag nach oben, so fügen sie sich recht gut in einen allgemeinen Porositätsverlauf.

Die Bohrung Saarbrücken Süd südlich von Saarbrücken an der steilen SE-Flanke des Simonsattels erreichte die Basis des Holzer Konglomerates in -787 m NN. Die Bohrung Teufelspforte, südwestlich von Saarbrücken, steht im Bereich des Simonsattels und hat die unteren Geisheck Schichten (Westfal D) und die Sulz-

bacher Schichten (Westfal C) durchteuft. Flöz 1 der Sulzbacher Schichten wurde bei rund -10 m NN angetroffen. Berücksichtigt man die tektonische Lageveränderung dieser Bohrungen in Bezug auf die Bohrungen, welche sich nach der maximalen Teufenlage zueinander ordnen, so fügen sich die Porositätswerte recht gut in einen allgemeinen Porositätsverlauf ein.

Versucht man eine Einordnung der Porositäten von Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen vom Faziestyp III sowie der Sandsteine und Konglomerate vom Faziestyp II vorzunehmen, so zeigt sich trotz der erheblich größeren Streubreite der Einzelwerte, daß eine Zusammenstellung der Werte aus den einzelnen Bohrungen nur dann sinnvoll ist und die geringste Streuung ergibt, wenn sie nach der maximalen Versenkungstiefe erfolgt (Abb. 17).

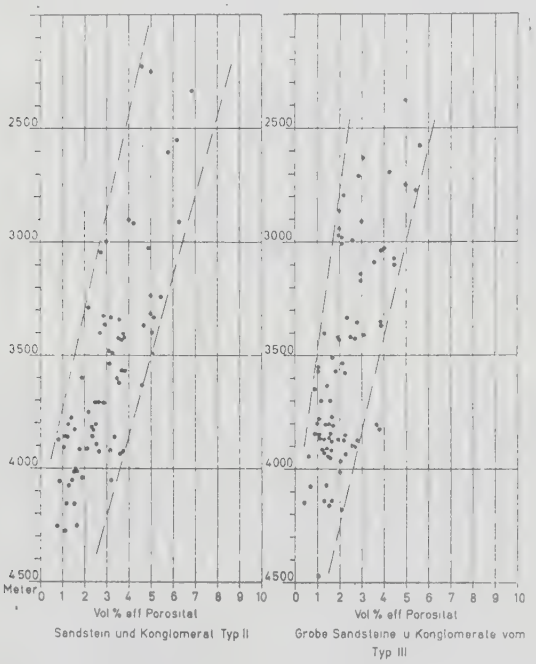


Abb. 17: Porosität von Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen in Abhängigkeit von der maximalen Tiefenlage

Die Verdichtung der grobkörnigeren Sandsteine und der Konglomerate war also zu einem früheren Zeitpunkt abgeschlossen als die der feinkörnigeren und matrixreicheren.

Die Einordnung der Porositäten der Sandsteine vom Faziestyp I nach ihrer maximalen Tiefenlage ergibt nur andeutungsweise eine Abnahme der Porosität mit zunehmender Tiefe. Der durch Proben belegte Teufenbereich ist aber zu gering und die Streubreite der Einzelwerte zu groß, als daß eine erkennbare Tendenz zu erwarten wäre.

Die Reduktion des Porenraumes matrixarmer Sandsteine erfolgt in erster Linie durch chemische Ausscheidungen, die Reduktion des Porenraumes matrixreicher dagegen überwiegend auf mechanischem Wege, wobei erhebliche Mengen an Porenlösungen ausgepreßt werden müssen. Diese Strömungen werden nach v. ENGELHARDT (1960) auf Grund der geringen Durchlässigkeit toniger Gesteine sehr langsam sein, so daß in vielen Fällen die Verdichtung nicht dem Überlagerungsdruck entspricht. Dabei können die Porenlösungen unter einem Druck stehen, der höher als der normale hydrostatische Druck ist, wie dies DICKINSON (1953) in verschiedenen tertiären Becken nachweisen konnte. Rechnet man mit ähnlichen Verhältnissen bei den hier untersuchten matrixreichen Sandsteinen, so böten sie eine Erklärung dafür, daß die Verdichtung von der posttektonischen Teufenlage abhängig ist, während die Ver-

dichtung matrixarmer Sandsteine der maximalen Versenkungstiefe entspricht, die vor der tektonischen Ausgestaltung erreicht wurde.

Oberflächennahe Proben bis zu 200 m Teufe besitzen häufig höhere Porositäten und Durchlässigkeiten als nach dem allgemeinen Porositätsanstieg zu erwarten wäre. Als eine Ursache dieser Auflockerung konnte die Lösung von Karbonat beobachtet werden, als dessen Rückstand häufig limonitische Ausscheidungen angetroffen wurden.

4.5 Normalporositätsverlauf

Über die Profile der einzelnen Bohrungen wurden für Schluffsteine und feinkörnige Sandsteine, mittelkörnige Sandsteine sowie für alle drei gemeinsam gleitende Mittelwerte in Abständen von 100 m gebildet, die für jede Bohrung eine mehr oder weniger charakteristische Abnahme der Porosität mit zunehmender Teufe zeigen. Danach wurden diese Mittelwerte entsprechend ihrer Porosität übereinandergelegt. Dabei wurden nur Mittelwerte aus Schichten mit ähnlichem Einfallen (10 bis 30 Grad) verwandt. Werte aus größeren Störungszonen und gestörter Proben wurden in die Mittelwerte nicht einbezogen.

Für grobkörnigere Sandsteine und Konglomerate vom Typ III sowie Sandsteine und Konglomerate vom Typ II wurden die Einzelwerte der Porositäten in gleicher Weise übereinandergelegt. Aus den so zusammengestellten Mittelwerten sowie aus den Einzelwerten wurden gleitende Mittelwerte gebildet und danach die entsprechende Normalporositätskurve gezeichnet. Die Normalporositätskurven zeigen die Veränderung der Porosität in Abhängigkeit vom relativen Teufenunterschied.

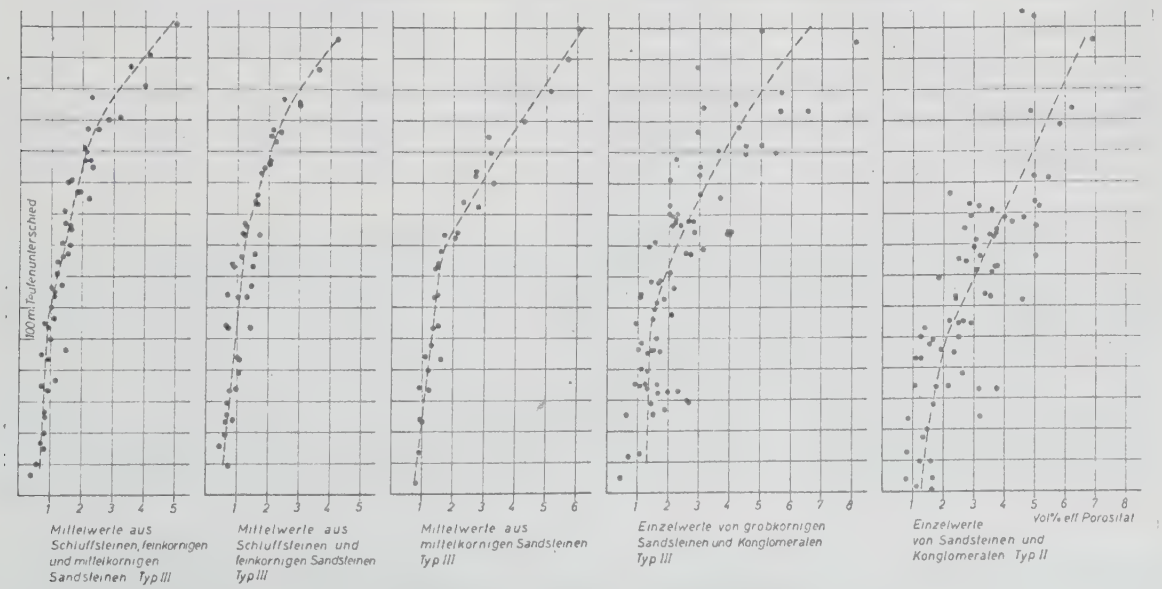


Abb. 18: Normalporositätskurven

4.6 Dichte der untersuchten Sandsteine und Konglomerate in Abhängigkeit von Teufe, Petrographie, Fazies und Tektonik

4.6.1 Dichte in Abhängigkeit von der Teufe

Die in den Abb. 25 - 30 dargestellten Dichtewerte der untersuchten Sandsteine und Konglomerate zeigen in den einzelnen Bohrungen keine Abhängigkeit von der Teufe. Auch die verschiedenen Faziestypen allein lassen einen solchen Zusammenhang nicht erkennen.

Die geringsten Dichten besitzen im Durchschnitt Sandsteine und Konglomerate vom Faziestyp I, deren Werte im allgemeinen zwischen 2,65 und 2,70 g/cm^3 liegen. Die Dichtewerte von Sandsteinen und Konglomeraten der Faziestypen II und III liegen überwiegend zwischen 2,70 und 2,80 g/cm^3, zum Teil auch erheblich darüber.

Weil in den einzelnen Bohrungen praktisch keine Abhängigkeit der Dichte von der Teufe zu beobachten ist, wurden mit den Dichtewerten von Schluffsteinen, feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteinen gleitende Mittelwerte von je 50 m zu 50 m Teufenunterschied gebildet und in Abb. 19 nach der stratigraphischen Teufe und der maximalen Teufenlage dargestellt. Dabei wurden Dichtewerte über 2,8 g/cm^3 und unter 2,65 g/cm^3 nicht in die Mittelwerte einbezogen.

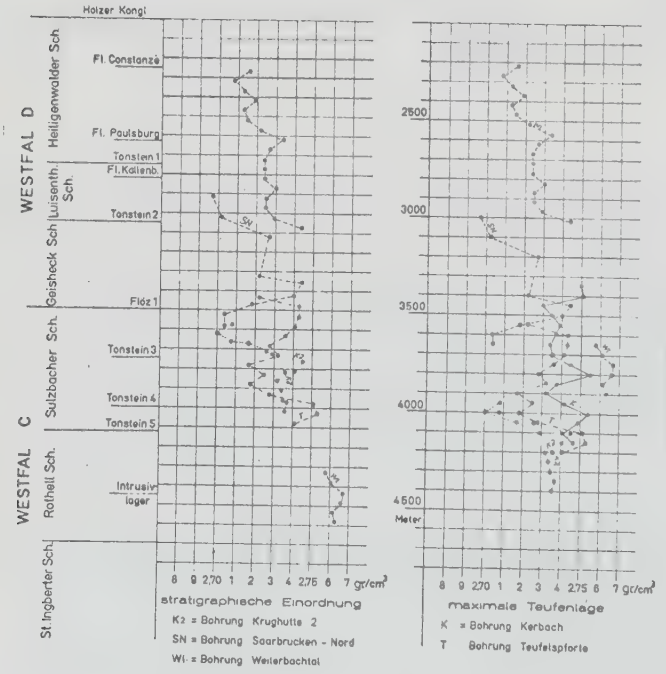


Abb. 19: Mittelwerte der Dichte von Schluffsteinen, feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteinen des Faziestyp III

Obgleich hier eine Schichtenfolge von über 2300 m erfaßt wird, ist doch nur ein schwacher Dichteanstieg mit zunehmender Teufe zu erkennen, und die Streuung der Mittelwerte ist größer als die gesamte Dichtezunahme.

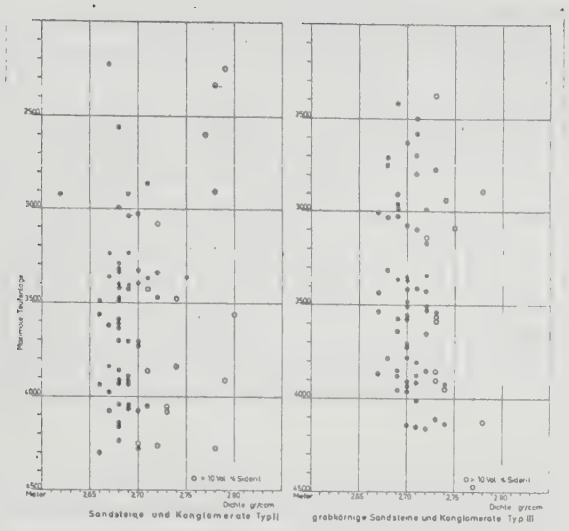


Abb. 20: Dichte in Abhängigkeit vom Sideritgehalt und der maximalen Tiefenlage

In Abb. 20 sind die Dichtewerte der Sandsteine und Konglomerate vom Faziestyp II und der grobkörnigen Sandsteine und Konglomerate vom Faziestyp III in Abhängigkeit von der maximalen Teufenlage dargestellt. Eine Dichtezunahme mit steigender Teufe ist nicht zu erkennen. Dagegen sind hohe Dichtewerte durch Sandsteine und Konglomerate mit hohen Sideritgehalten vertreten (offene Kreise: mehr als 10 Vol. % Siderit).

4.6.2 Dichte in Abhängigkeit von Petrographie und Fazies

Es muß angenommen werden, daß die Ursachen für die Streuung der Dichtewerte petrographischer Natur sind. Unter den die Sandsteine aufbauenden Mineralen besitzt Siderit mit 3,8 - 3,9 die weiteaus größte Dichte.

In Abb. 21 sind für die Sandsteine und Konglomerate der Faziestypen II und III die in den Dünnschliffen ausgezählten Sideritvolumina gegen die Sandvolumina aufgetragen. Dabei sind die Sideritvolumina für den Faziestyp III von von 10 % zu 10 % Sandvolumen und für den Faziestyp II von 5 % zu 5 % Sandvolumen gemittelt. Mit abnehmendem Sandvolumen nimmt der Sideritgehalt zu, für den Faziestyp II stärker als für den Faziestyp III. Zwischen 55 % und 40 % Geröllvolumen findet keine weitere Zunahme des mittleren Sideritgehaltes mehr statt, darunter steigt er wieder leicht an.

Man muß annehmen, daß die Abnahme des Geröllvolumens bis zu einem gewissen Grade durch die Zunahme des Sideritgehaltes verursacht wird. Ein Teil des Siderites, jener kryptokristalline, bräunlich pigmentierte, entstand und erhärtete weitgehend zu einer Zeit, als das Sediment, besonders die Tonmatrix, nur eine geringe Setzung erfahren hatte. Insofern nimmt dieser Siderit unter dem Gesichtspunkt der Kompaktion des Sedimentes eine Sonder-

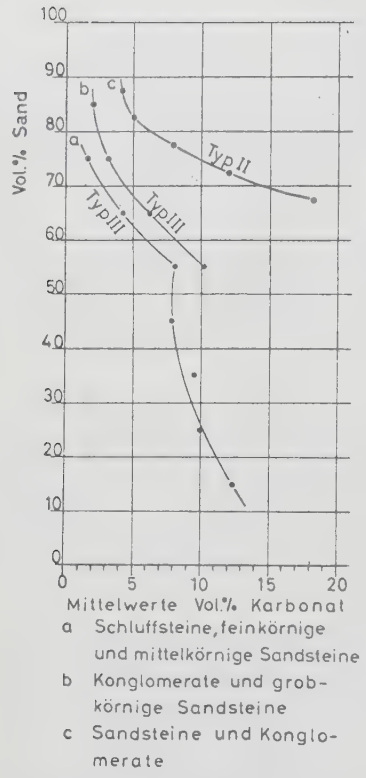


Abb. 21: Karbonatgehalt in Abhängigkeit von Sandanteil

stellung zwischen Matrix und Zement ein. Er hat das Setzungsverhalten der Sandsteine dadurch beeinflußt, daß durch seine frühe Erhärtung die Setzungsrate eines sideritreichen Sandsteines geringer war als die eines Sandsteines, in dessen Tonmatrix kein oder nur sehr wenig Siderit ausgeschieden worden war. Durch die hohe Primärporosität der tonigen Matrix nimmt im Laufe der Kompaktion der Sandanteil pro Volumeneinheit zu. Das geschieht in geringerem Umfange in Sandsteinen, deren Tonmatrix reich an Siderit ist. Dies erklärt bis zu einem gewissen Grade die Zunahme des Sideritvolumens mit abnehmendem Geröllanteil.

Aber diese Deutung reicht nicht aus, um den Verlauf der in Abb. 21 dargestellten Kurven zu erklären, denn der Siderit ist nicht sedimentiert worden, sondern ist später im Sediment ausgeschieden worden.

Betrachtet man die Ordinate in Abb. 21 als ein idealisiertes Profil durch eine Sedimentfolge mit von unten nach oben zunehmendem Sandvolumen bzw. abnehmendem Matrixgehalt, so bieten sich Deutungen an, welche den Kurvenverlauf erklären.

Der Tonmatrixgehalt der hier untersuchten Schluffsteine ist im allgemeinen höher als 70 Vol. %. Man muß annehmen, daß solche tonigen Schluffsteine im allgemeinen in relativ ruhigem Wasser sedimentiert wurden. Diese Schluffsteine und die in der gleichen Fazies sedimentierten Tonsteine sind reich an kohliger Substanz. Man kann damit rechnen - und das wird rückwirkend durch die hohen Sideritgehalte bestätigt - daß schon in geringerer Tiefe im Sediment ein reduzierendes Milieu bestand, das die Bildung von Siderit begünstigte bis zur Ausbildung von Toneisensteinen, die ja fast ausschließlich an feinkörnige Sedimente gebunden sind. Es ist also die "Still-

wasserfazies", welche durch im Mittel höhere Sideritgehalte bei feinkörnigen Sedimenten gekennzeichnet wird.

Mit steigendem Sandvolumen läuft eine Zunahme der Korngröße parallel. Die untersuchten feinkörnigen Sandsteine besitzen im Mittel Matrixgehalte von 55 Vol. %. Dem entspricht bei einem mittleren Sideritgehalt von 8 Vol. % (Abb. 21) ein Sandvolumen von 47 %. (Silikatisches Zement ist in feinkörnigen Sandsteinen praktisch nicht vorhanden, 4. 1. 3). Im Bereich (Kurve a) zwischen 40 und 55 Vol. % Sand steigt der mittlere Sideritgehalt nicht mehr an. Darüber - vorwiegend durch mittelkörnige Sandsteine vertreten (Kurve a) - nimmt der Sideritgehalt kontinuierlich ab. Man gelangt also mit zunehmender Korngröße in Faziesbereiche immer stärker bewegten Wassers und immer besserer Durchlüftung bodennaher Schichten, die für die Sideritbildung immer ungünstigere Bedingungen boten.

Zumeist sind Sandsteine im Hangenden und Liegenden tonmatrixreicher Sedimente, insbesondere von Schiefertonen, wie FOTHERGILL (1955) an tertiären Sandsteinen Venezuelas nachweisen konnte, stärker durch Karbonat zementiert als in einiger Entfernung davon. Ähnliche Erscheinungen sind nach v. ENGELHARDT (1960) aus mesozoischen Sandsteinen deutscher Erdölfelder bekannt.

Geht man nun in dieser fiktiven Profilsäule (Abb. 21) von oben nach unten, so nimmt in Annäherung an tonreichere Sedimente der Sideritgehalt zu. Dies trifft besonders für die Konglomerate und Sandsteine vom Faziestyp II zu, in denen nach 3. 4. 1. 2 mit höheren Anteilen nicht tonmatrixerfüllter Intergranularen zu rechnen ist. Dieser Siderit ist mit abnehmendem Matrixgehalt vorwiegend als Porenfüllung ausgeschieden und unterscheidet sich durch seine Korngröße von dem syngenetisch, vorwiegend in toniger Matrix gebildeten Siderit.

Der geringe Abstand der Kurve b vom oberen Teil der Kurve a bezeugt die enge genetische Verwandtschaft der Konglomerate und grobkörnigen Sandsteine vom Faziestyp III mit den feinkörnigeren des gleichen Faziestyps, während die Konglomerate und Sandsteine vom Faziestyp II auf Grund ihres geringen Tonmatrixgehaltes eine stärkere Zementation durch Siderit erfahren haben.

Bei einer Reihe tonmatrixreicher Sandsteine deutet sich mit abnehmendem Geröllvolumen eine geringe Abnahme der Dichte an. Nach den mikroskopischen Untersuchungen nimmt mit zunehmendem Matrixgehalt - das bedeutet auch zunehmende Feinkörnigkeit der Sandsteine - im allgemeinen der Anteil kohliger Substanz zu. Da Kohle eine mittlere Dichte von 1, 3 besitzt, verursachen schon geringe Anteile kohliger Substanz eine merkliche Abnahme der Dichte. Oft jedoch fallen höhere Anteile kohliger Substanz mit höheren Sideritgehalten zusammen, so daß sich beide Einflüsse mehr oder weniger kompensieren können.

Die Dichte der untersuchten Sandsteine und Konglomerate der kohleführenden Fazies (Typ II und III) ist in erster Linie vom Sideritgehalt abhängig. Daneben verursachen hohe Tonmatrixanteile auch eine Zunahme der Dichte (auch Faziestyp I). Anteile kohliger Substanz führen zu geringeren Dichtewerten.

Die oben geschilderte fazielle Abhängigkeit der Dichte wird auch in Abb. 22 deutlich.

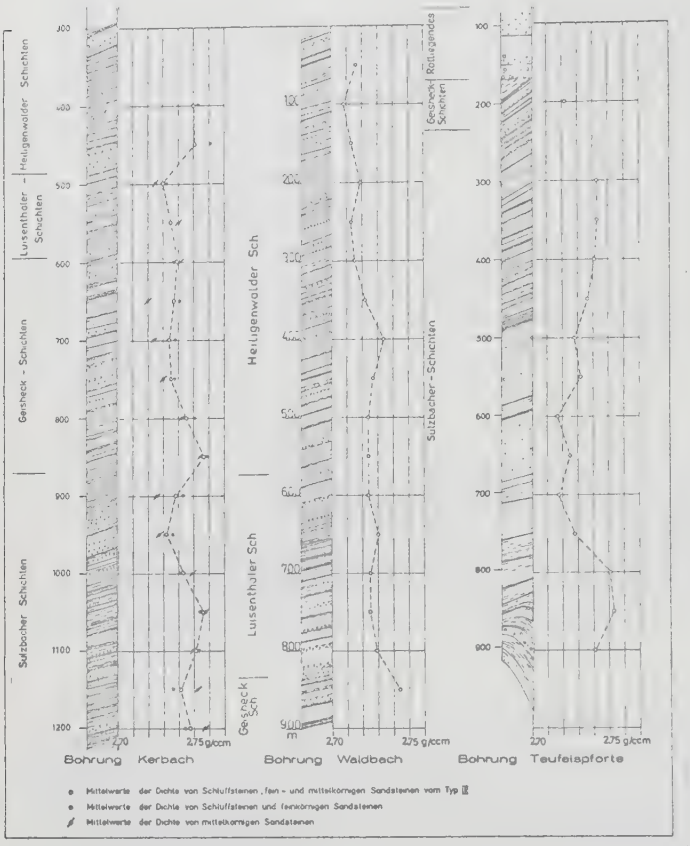


Abb. 22: Fazielle Abhängigkeit der Dichte

Hier sind die Mittelwerte der Dichte von Schluffsteinen und feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteinen des Faziestyp III der Bohrungen Kerbach, Waldbach und Teufelspforte neben den entsprechenden Schichtprofilen dargestellt. Man erkennt, daß im allgemeinen in Feinschüttungsfolgen die Dichtewerte zunehmen und in Grobschüttungsfolgen abnehmen. Im Falle der Bohrung Kerbach sind die gemittelten Dichtewerte von Schluffsteinen und feinkörnigen Sandsteinen getrennt von denen der mittelkörnigen extra dargestellt. Für beide Korngrößen sind die gleichen Tendenzen gültig.

In diesem Zusammenhang soll auf den unruhigen Verlauf der Permeabilitätswerte in der Bohrung Kerbach, besonders im mittleren und unteren Teil, aufmerksam gemacht werden (Abb. 26). Die Durchlässigkeit von Schluffsteinen und feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteinen vom Faziestyp III ist in den Feinschüttungsfolgen zwischen 800 m und 950 m und besonders 1000 m und 1100 m geringer als in den benachbarten Grobschüttungsfolgen. Vergleicht man diesen Sachverhalt mit der Dichtekurve in Abb. 22, so sind in den entsprechenden Abschnitten, in denen geringere Permeabilitäten zu beobachten sind, die Dichtewerte höher und umgekehrt. Offensichtlich bewirkt der in den Feinschüttungen im allgemeinen etwas höhere Sideritgehalt eine Verminderung der Permeabilität.

4.6.3 Dichteänderung in Abhängigkeit von der Tektonik

Auf Grund des geringen Dichtegradienten und der großen und unregelmäßigen Streuung der Dichtewerte erscheint es recht aussichtslos, tektonische Lageänderungen an der plötzlichen Änderung der Dichtewerte erkennen zu können.

Die Überschiebung, welche in der Bohrung Krughütte 2, und der Saarsprung, welcher in der Bohrung Saarbrücken Nord angetroffen wurde, lassen sich jedoch gerade durch die faziell bedingten Schwankungen der Dichte erkennen.

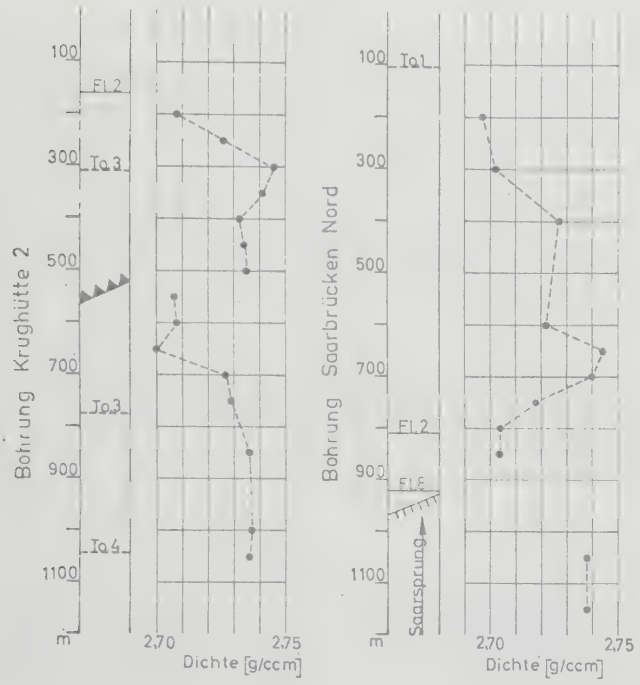


Abb. 23: Dichteänderung in Abhängigkeit von der Tektonik

In Abb. 23 sind die aus den Dichtewerten von Schluffsteinen, feinkörnigen und mittelkörnigen Sandsteinen gemittelten Werte der beiden genannten Bohrungen in Abhängigkeit von der Teufe dargestellt.

Im Falle der Bohrung Krughütte 2 ist oberhalb Tonstein 3 (To 3) eine mittlere Dichteabnahme festzustellen, welche sowohl im liegenden als auch im überschobenen Teil von ungefähr gleicher Größenordnung ist. Der Dichteverlauf unterhalb Tonstein 3 ist sowohl im überschobenen als auch im liegenden Teil ungefähr gleich. Die plötzliche Dichtezunahme im Bereich der Überschiebung läßt sich nach Bekanntsein der Überschiebung durch diese erklären.

Im Falle der Bohrung Saarbrücken Nord ist der Saarsprung nachträglich nur dadurch zu erkennen, daß zwischen 700 m und 900 m Teufe eine stärkere Dichteabnahme vorhanden ist.

5. Permeabilität als Funktion der Porosität

Abb. 24 zeigt vertikale und horizontale Durchlässigkeit in Abhängigkeit von der Porosität der untersuchten Proben aus der Bohrung Teufelspforte.

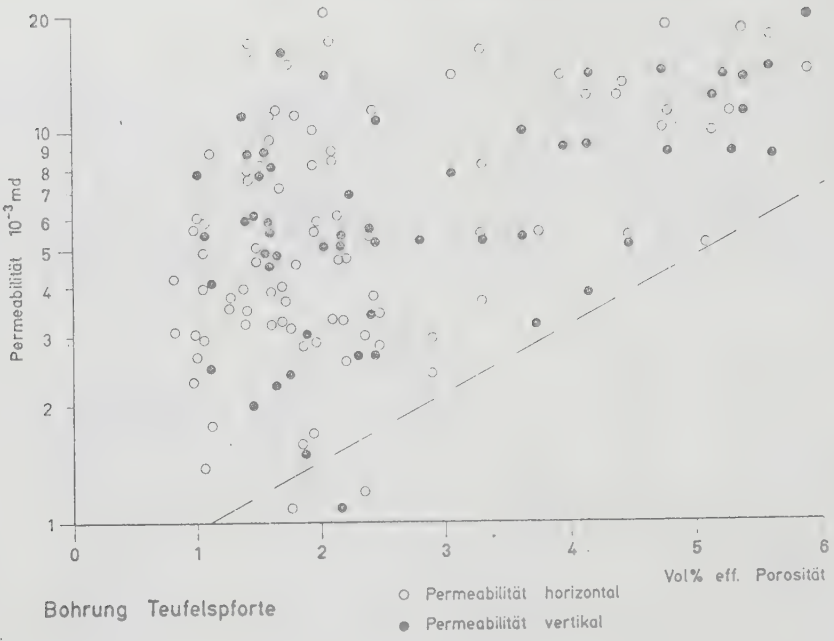


Abb. 24: Schichtparallele und schichtnormale Durchlässigkeit in Abhängigkeit von der Porosität

6. Anisotropie der Permeabilität

Die Zahl der Proben mit größerer Horizontalpermeabilität überwiegt gegenüber der Zahl der Proben mit größerer Vertikalpermeabilität im Falle der Bohrung Kerbach im Verhältnis 2 : 1. Für die Bohrungen Teufelspforte und Weilerbachtal ist dieser Verhältnis 1,4 : 1 und für die Bohrung Waldbach 1,2 : 1. Ausgenommen sind dabei die Proben vom Faziestyp I, bei denen dieses Verhältnis für alle untersuchten Proben aus den Bohrungen, in denen dieser Faziestyp vorkommt, 1,5 : 1 beträgt.

Für die Bohrungen Kerbach und Waldbach wurden die durchschnittlichen schichtparallelen und schichtnormalen Durchlässigkeiten für verschiedene Korngrößen ausgerechnet. Dabei wurden die Faziestypen II und III unterschieden und grobkörnige Sandsteine und Konglomerate zusammengefaßt. Der Faziestyp I kommt in diesen Bohrungen nicht vor. Da der Faziestyp II fast ausschließlich durch Konglomerate und grobkörnige Sandsteine vertreten ist, wurde keine Trennung nach der Korngröße vorgenommen.

Bohrung Kerbach			Bohrung Waldbach		
h		v	h		v
10^{-3}md		10^{-3}md	10^{-3}md		10^{-3}md
12,5	:	6,5	12,2	:	5,8
12,2	:	6,0	16,1	:	17,5
18,7	:	10,1	37,0	:	28,5
23,5	:	19,2	51,0	:	38,5

Faziestyp III
Schluffsteine
feinkörnige Sandsteine
mittelkörnige Sandsteine
Konglomerate und grobk. Sandsteine

Bohrung Kerbach		Bohrung Waldbach		
h	v	h	v	
10^{-3} md	10^{-3} md	10^{-3} md	10^{-3} md	Faziestyp II
44,5 :	38,5	75,0 :	49,0	Konglomerate und grobk. Sandsteine

7. Beschreibung zu den Abbildungen 25 bis 30

In den Abb. 25 - 30 sind jeweils neben dem Schichtprofil der Bohrung die gesamten gemessenen Porositätswerte dargestellt. In den rechts folgenden Säulen sind die Porositäten nach den Faziestypen und innerhalb jedes Faziestyps nach den Korngrößen der Proben aufgeschlüsselt. Weiter rechts folgen die aus schichtparalleler und schichtnormaler Permeabilität gemittelten Durchlässigkeiten der Proben+. In der letzten Säule schließen sich die Dichtewerte an, unterschieden, ebenso wie im Falle der Permeabilität, nach Faziestyp und Korngröße der Proben.

Die Werte der in den Abb. 29 und 30 dargestellten Bohrungen Saarbrücken Nord und Krughütte 2 entstammen einer ersten Untersuchungsreihe, in der die Permeabilität nur bis 10^{-2}md gemessen worden ist. Die Werte links der 10^{-2}md-Linie sind kleiner als 10^{-2}md.

Außer den in den Abb. 25 - 30 dargestellten Bohrungen wurden in gleicher Weise die Bohrungen Weilerbachtal und Gersweiler Süd und Saarbrücken Süd (Abb. 1) untersucht. Von der Bohrung Oster liegen nur einige Vergleichsmessungen vor.

8. Zusammenfassung

Die vorliegenden Untersuchungen sind ein Versuch, petrophysikalische Daten (eff. Porosität, Permeabilität, Dichte, Größenverteilung der Poreneingangsradien) mit petrographischen zu korrelieren und Abhängigkeiten zu erarbeiten.

Zu diesem Zweck mußten drei Faziestypen unterschieden werden, wovon die Typen II und III der kohleführenden Fazies angehören, während in Sandsteinen von Faziestyp I keine Flöze auftreten.

Die Sandsteine von Faziestyp I sind überwiegend helle, mittel- bis grobkörnige, feldspatführende Sandsteine mit vorherrschend serizitisch-illitischem Zement. Sie besitzen in der Regel höhere Porositäten, Durchlässigkeiten, größere Poreneingangsradien und geringere Dichte als die übrigen Sandsteine.

Die Sandsteine der Faziestypen II und III sind von grauer bis dunkelgrauer Farbe und nach dem mikroskopischen Befund feldspatfrei. Sie wurden nach ihrem Tonmatrixgehalt unterschieden, wobei die vorwiegend grobkörnigen bis konglomeratischen Sandsteine des Faziestyp II weniger als 15 Vol. %

+ Die Durchlässigkeiten sind nicht nach KLINKENBERG korrigiert.

Tonmatrix enthalten. Unter den Sandsteinen des Faziestyp III sind alle Korngrößen vertreten; es überwiegen jedoch die feinkörnigeren, sehr tonmatrixreichen Fraktionen.

Durch die Unterscheidung verschiedener Faziestypen mit jeweils ähnlichen petrographischen Parametern ist es gelungen, Konglomerate und Sandsteine mit vergleichbaren petrophysikalischen Daten zusammenzufassen und Ursachen für deren Streuung zu erkennen.

Weitgehend bestimmend für die Höhe der Porosität, Durchlässigkeit, Dichte und Größe der Poreneingangsradien sind die primär sedimentologisch und syngenetisch bis frühdiagenetisch (Siderit der ersten Generation) festgelegten petrographischen Eigenschaften. Dies ist um so bemerkenswerter, da, abgesehen von der Dichte, die petrophysikalischen Eigenschaften, insbesondere von Sandsteinen und Konglomeraten der Faziestypen II und III, weitgehend Minimalwerten angenähert sind und dennoch innerhalb der relativ geringen Streubreite der Einzelwerte sich charakteristische, primär angelegte Unterschiede erhalten haben.

Es kann sogar die Vermutung ausgesprochen werden, daß gerade in diesem Stadium der Verdichtung die primären Unterschiede in charakteristischer Weise herausmodelliert werden. Während bei geringerer Verdichtung zufälligen Einflüssen einzelner Faktoren ein größerer Spielraum gelassen wird, können sich mit zunehmender Nivellierung, infolge der Reduktion der genannten petrophysikalischen Größen, nur solche Eigenschaften erhalten, die dominant sind, bzw. von denen andere Eigenschaften ganz oder teilweise abhängen.

So wird verständlich, daß z. B. silikatisches Zement keinen charakteristischen Einfluß auf die Verminderung der Porosität, Durchlässigkeit und Größe der Poreneingangsradien besitzt, eher im Gegenteil mit zunehmender Größe dieser petrophysikalischen Parameter ein Ansteigen des Gehaltes an silikatischem Zement zu beobachten ist. Die durch den Tonmatrix- und Karbonatgehalt festgelegten petrographischen und petrophysikalischen Eigenschaften sind also von wesentlichem Einfluß auf die weiteren diagenetischen Vorgänge, wobei sich für die einzelnen Faziestypen für diese charakteristische Modifikationen ergeben.

Deutlich sind die oben genannten Abhängigkeiten bei Sandsteinen und Konglomeraten vom Faziestyp III. Die Höhe der Tonmatrix- und Karbonatvolumina besitzt den entscheidenden Einfluß auf die genannten petrophysikalischen Eigenschaften. Dabei handelt es sich im Falle des Karbonates um syngenetisch bis frühdiagenetisch gebildeten Siderit, der vorwiegend innerhalb der tonigen Matrix ausgeschieden worden ist. Insbesondere die feinkörnigeren Fraktionen sind als tonige Sandsteine zu bezeichnen. Im allgemeinen ist bei diesen der Tonmatrixanteil höher als der Sandanteil, so daß die Körner in der tonigen Matrix schwimmen.

Bei Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen dieses Faziestyps ist eine durchgehende Gerüstbildung der Geröllkomponenten weitgehend realisiert. Sie wird aber erst im Laufe der Verdichtung (Setzung) erreicht, so daß die

Intergranularen fast ausschließlich mit Tonmatrix erfüllt sind. Deshalb ist, abgesehen von syngenetisch bis frühdiagenetisch gebildetem Siderit, der Gehalt an silikatischem Zement gering.

Für die einzelnen Bohrungen sind die Porosität und Permeabilität der Sandsteine und Konglomerate vom Faziestyp III nahezu unabhängig von der Korngröße, da die Verdichtung dieser tonmatrixreichen Sandsteine und Konglomerate in erster Linie auf mechanischem Wege durch die Setzung der primär wasserreichen tonigen Matrix erfolgte.

Bei den Sandsteinen und Konglomeraten vom Faziestyp II ermöglicht der primär geringere Tonmatrixgehalt eine stärkere Zementation durch ein größeres Angebot nicht tonmatrixerfüllter Intergranularen. Karbonatisches Zement (Siderit) spielt dabei die entscheidende Rolle und beeinflußt die Höhe des Anteils an silikatischem Zement. Mit zunehmendem Sideritgehalt nimmt die Porosität ab. Der Anteil silikatischen Zements nimmt mit abnehmendem Sideritgehalt zu. Die höchste Verdichtung wird bei ungefähr gleichen Anteilen von toniger Matrix und karbonatischem Zement erreicht.

In Bezug auf die Permeabilität bewirken hohe Sideritgehalte eine Verminderung der Durchlässigkeit. Silikatisches Zement zeigt in dieser Beziehung kein charakteristisches Verhalten.

Ähnliche Verhältnisse wurden bei Sandsteinen und Konglomeraten vom Faziestyp I angetroffen. Mit zunehmendem Sandvolumen und abnehmendem Matrixgehalt steigt die Porosität an. Gleichzeitig ist mit dem Ansteigen der Porosität eine mittlere Zunahme des Gehaltes an silikatischem Zement verbunden. Diese Sandsteine und Konglomerate besitzen im Mittel eine höhere Porosität und Durchlässigkeit als die der Faziestypen II und III, als deren Ursache der geringere Gehalt an karbonatischem Zement angesehen werden kann.

Bei allen untersuchten Sandsteinen und Konglomeraten ist eine Teufenabhängigkeit der Dichte nicht oder nur sehr schwach zu erkennen. Von entscheidendem Einfluß auf die Dichte ist die Höhe des Anteils sideritischen Zementes und in vielen Fällen der Anteil kohliger Substanz. Treten sideritisches Zement und kohlige Substanz in den Hintergrund, so ist ein Ansteigen der Dichte mit zunehmendem Matrixvolumen zu erkennen.

Es besteht eine deutliche Beziehung zwischen der Größe der Luftpermeabilität und der Verteilung der Poreneingangsradien. Mit zunehmendem Anteil größerer Poreneingänge steigt die Durchlässigkeit an.

Für Sandsteine und Konglomerate mit Sandanteilen größer als 50 Vol. % besteht im allgemeinen eine deutliche Abhängigkeit zwischen der Verteilung der Poreneingangsradien bzw. der Permeabilität und der Höhe des Sandanteils. Mit steigendem Sandanteil nehmen die Durchlässigkeit und der Anteil größerer Poreneingangsradien zu. Bei sehr tonmatrixreichen Sandsteinen ist diese Beziehung nicht mehr deutlich. Die Durchlässigkeiten und Größen der Poreneingänge sind so gering, daß die Genauigkeit der Meßapparatur nicht ausreicht, um geringe petrographisch bedingte Unterschiede dieser petrophysikalischen Parameter zu erfassen. Gleichzeitig scheinen bei dem hohen Verdichtungsgrad und der petrographischen Ähnlichkeit dieser Sandsteine die genannten

petrophysikalischen Eigenschaften weitgehend nivelliert zu sein. Dennoch deutet sich eine Verringerung der Durchlässigkei[illegible] Siderit[illegible]genahen an (Porenschüttungsfolgen in der Bohrung Kerbach).

Der Abschluß der Verdichtung von Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen entspricht der maximalen Versenkung[illegible]. Dagegen kann der Abschluß der Verdichtung feinkörniger, tonarmer bis Sandsteine nur mit einer Tiefenlage nach dem Abschluß von Faltungs- und Überschiebungsvorgängen sowie im nordöstlichen Teil des Saarbrücker Hauptsattels mit der Tiefenlage am Ende des Unterrotliegend in Einklang gebracht werden. Es wird deshalb angenommen, daß die Verdichtung dieser Sedimente der saalischen Teufenlage entspricht.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

ALEXANDER, G. B.; HESTON, W. M. & ILER, R. K. — The solubility of amorphus silica in water. - J. Phys. Chemie, 58, S. 453 - 455, Ithaca 1954

ANDREE, K. — Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehung zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. - Geol. Rdsch., 2, S. 61 - 130, Leipzig 1911

ARCHIE, G. E. — Introduction to petrophysics of reservoir rocks. - Bull. of the Amer. Ass. of Petrol. Geol., Vol. 34, No. 5, S. 943 - 961, 1950

CORRENS, C. W. & ENGELHARDT, W. v. — Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspats. - Naturwiss., 26, S. 137 - 138, Berlin 1938

CORRENS, C. W. — Einführung in die Mineralogie. - Springer-Verlag, Berlin-Göttingen, Heidelberg 1949

CORRENS, C. W. — Zur Geochemie der Diagenese. I. Das Verhalten von $CaCO_3$ und SiO_2. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1, S. 49 - 54, London 1950

CORRENS, C. W. — The experimental chemical weathering of silicates. - Clay Miner. Bull., No. 26, Vol. 4, S. 249 - 265, Aberdeen 1961

DAMBERGER, H. — Inkohlungsmerkmale, ihre statistische Bewertung und ihre Anwendbarkeit bei der tektonischen Analyse im saarländischen Steinkohlengebirge. - Dissertation, Clausthal 1966

DARCY, H. — Les fontaines de la ville de Dijon. - Paris 1856

DICKINSON, G. — Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf coast, Louisiana. - Bull. of the Amer. Ass. of Petrol. Geol. Vol. 37, S. 410, 1953

EMERY, K. O & RITTENBERG, S. C. — Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. - Bull. of the Amer. Ass. of Petrol. Geol. Vol. 36, S. 735 - 806, 1952

ENGELHARDT, W. v. — Der Porenraum der Sedimente. - Springer-Verlag, Berlin Göttingen Heidelberg, 1960

ENGELHARDT, W. v. & GAIDA, K. H. — Concentration changes of pore solution during the compaction of clay sediments. - Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 33, S. 919 - 930, 1963

ESCH, H. — Zur Sedimentologie und Diagenese der Sandsteine und Schiefertone im Hangenden des Flözes P2 (oberes Westfal B) in der Emscher Mulde des Ruhrkarbons. - Fortschr. Geologie Rheinland und Westfalen, B. 3, T. 2, S. 647 - 666, 1962

ESCH, H. — Vergleichende Diagenesestudien an Sandsteinen und Schiefertonen des Oberkarbons in Nordwestdeutschland und den East Midland in England. - Dissertation, Freie Universität Berlin, 1964

EVANS, W. D. — The organic solubilization of minerals in sediments. - Abstract, Symposium Organic Chem., Milano 1962

FOTHERGILL, C. A. — The cementation of oil reservoir sand and its origin. - Proc. 4. World Petr. Congr. I, S. 301 - 314, Rome 1955

FRASER, H. J. — Experimental study of porosity and permeability of clastic sediments. - Journ. Geol. 43, S. 910 - 1010, 1935

FÜCHTBAUER, H. — Zum Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen. - Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf. 10, S. 331 - 336, 1963

FÜCHTBAUER, H. — Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - Erdöl und Kohle, 12, S. 605 - 613, 1959

FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. — Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese. - Proc. Intern. Clay Conf., S. 99 - 111, Stockholm 1963

FÜCHTBAUER, H. & REINECK, H. E. — Porosität und Verdichtung rezenter, mariner Sedimente. - Sedimentology, 2, S. 294 - 306, 1963

GÜMBEL, W. v. — Geognotische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. - 1868

HEDBERG, H.D. — Gravitational compaction of clays and shales. - Amer. Jour. of Sci. 31, S. 241 - 287, 1936

HOUPEURT, A. — Détermination de la Porosite de la Permeabilite et de la Pression Capillaire sur diverses Roches du Charbonifère Sarrois. - Etude n° 10 pour Saarbergwerke AG, 1965

HOUPEURT, A. — Détermination de pression de seul et courbes de Pression Capillaire de 40 échantillons du Carbonifére Sarrois. - Etude n° 2 pour Saarbergwerke AG, 1966

ILLIES, H. — Über die erdgeschichtliche Bedeutung der Konkretionen. - Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 101, S. 95 - 98, 1949

JÜNTGEN, H. & KARWEIL, J. — Künstliche Inkohlung von Steinkohlen. - Mitteilungen aus der Bergbau-Forschung GmbH, Forschungsinstitut des Steinkohlenbergbauvereins, Essen 1962

KAHN, J.S. — The analysis and distribution of the properties of packing in sandsize sediments. - I. On the measurement of packing in sandstones. - Jour. Geol. 64, S. 385 - 395, 1956

KLINKENBERG, L.J. — The permeability of porous media to liquids and gases. - Drill and Prod. Pract. API, S. 200 - 213, 1941

KNEUPER, G. — Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon des Saarbrücker Hauptsattels. Oberrh. Geol. Abh. Jg. 13, H. 1/2, S. 1 - 49, 1964

KNEUPER, G. — Zur Großtektonik des Saarbrücker Hauptsattels. - N. Jb. Geol. Paläont. 1, S. 27 - 43, 1960

KRAUSKOPF, K.B. — The geochemistry of silica in sedimentary environments. - Silica in Sediments. - Symp. Soc. Econ. Paleont. Miner., spec. Publ., 7, S. 4 - 19, Tulsa, Oklah. 1959

KRUMBEIN, W.C. & GARRELS, R.M. — Origin and classification of chemical sediments in terms of p_H and oxidation - reduction potentials. - Jour. Geol., 60, S. 1 - 33 Chikago 1952

KUNDT, A. & WARBURG, E. — Über Reibung und Wärmeleitung verdünnter Gase. - Ann. Physik Chemie 155, S. 525, 1875

LUCIUS, M. — Die Geologie Luxemburgs in ihrer Beziehung zu den benachbarten Gebieten. - Veröff. Luxemb. Geol. Landesaufnahmedienst, 1, Luxemburg 1937

OKAMOTO, G., OKURA, T. & GOTO, K. — Properties of silica in water. - Geochim. Cosmochim. Acta, 12, S. 123 - 132, London 1957

PATTEISKY, K. — Grubengas- und Schlagwetterkunde. Ein Handbuch für den praktischen Bergbaubetrieb. - C. Th. Kartenberg-Verlag, Herne 1963

PATTEISKY, K. — Das Auftreten von Grubengas und seine Gefahren im Bergbaubetrieb. - Vortrag bei der Bergmänn. Fachtagung in Leoben, "Grubensicherheit und Grubenausbau", Montan-Zeitung in Wien, S. 47 - 56

PETTIJOHN, F. J. — Sedimentary rocks. - Second Edition, Harper & Brothers, New York 1957

PURCELL, W. R. — Capillary pressures. Their measurement using mercury and the calculation of permeability therefrom. - Petr. Trans., AIME, 186, S. 39 - 48, 1949

REMY, H. — Lehrbuch der anorganischen Chemie. - B. 2, 11. Aufl., S. 815 - 816, Leipzig 1961

RIECKMANN, M. — Zur Bewertung von Speichergesteinen geringer Permeabilität. - Erdöl und Kohle, 16, S. 488 - 496, 1963

RIECKMANN, M. & BECKER, J. — Messung gesteinsphysikalischer Parameter an Spülproben. - Erdöl-Zeitsch. H. 11, S. 629 - 637, 1962

RITTER, H. L. & DRAKE, L. C. — Pore-size distribution in porous materials. - Pressure porosimeter and determination of complete macropore-size distribution. - Ind. Engng. Chem., Vol. 17, No. 12, S. 782 - 786, 1945

RUCHIN, L. B. — Grundzüge der Lithologie, Lehre von den Sedimentgesteinen. - Akademie-Verlag Berlin 1958

ROESCHMANN, G. — Wurzelböden des Ruhrkarbons. - Forschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 3.2, S. 497 - 524, 1962

SCHEERE, J. — Etúde micrographie de l'evolution diagenétique de roches du Houiller belge. Bull. Soc. belge de Geol., de Pal. et d'Hydr., T. LXXII, Bruxelles 1963

SCHERP, A. — Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 in Abhängigkeit von der Teufe. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 11, S. 251 - 282, 1963

SCHERP, A. — Vorschlag einer Nomenklatur tonig-sandiger Sedimentgesteine nach vorwiegend makroskopischen Kennzeichen, entwickelt unter besonderer Berücksichtigung der Gesteine des Oberen und Mittleren Siegen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 116, 2, S. 199 - 222, Stuttgart 1963

TAYLOR, J.M. — Pore-space reduction in sandstones. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., Vol. 34, No. 4, S. 701 - 716, 1950

TWENHOFEL, W.H. — Treatise on sedimentation. - Second Edition, Baltimore 1932

WALTHER, J. — Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. - Jena 1893 - 1894, S. 709

WELLER, J.M. — Compaction of Sediments. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., Vol. 43, No. 2, S. 273 - 310, 1959

Tafel 1

Bild 1 Durch die Setzung erfolgte Einregelung kleiner Körner in der Nachbarschaft eines Gerölls (Schliff-Nr. 654/64)

Bild 2 Durch die Setzung zerbrochener Glimmer.
Links unten: grobkörniger Siderit als Porenfüllung
oben: teilweise kaolinisierter und sideritisierter Feldspat (Schliff-Nr. 407/64) X Nicols

Bild 3 Durch die Setzung stark deformierte kohlige Substanz (schwarz) (Schliff-Nr. 561/64) X Nicols

Bild 4 Unterschiedliche Setzung von Sand und Ton (zwei Seiten eines halbierten Bohrkernes)

Bild 5 Durch Lösungsstau an einer feinen Kohlenlage ausgeschiedener Siderit (Schliff-Nr. 77/643) X Nicols

Bild 6 Verdrängung von Feldspat durch Siderit (Schliff-Nr. 367/64) X Nicols

Bild 7 Durch die Setzung stark deformiertes Sideritaggregat, aus der Verdrängung eines Feldspates entstanden, mit parallel auslöschenden Quarzresten (Schliff-Nr. 432/64) X Nicols

Bild 8 Siderit der zweiten Generation mit Feldspatresten (Schliff-Nr. 387/64) X Nicols

Tafel 2

Bild 1 Siderit der ersten Generation im Winkel zwischen einem durch Setzung zerbrochenen Glimmer verformt (Schliff-Nr. 440/64) X Nicols

Bild 2 Serizitisierter Feldspat S. Das Quarzkorn Q ist durch die Setzung in den Serizit eingedrungen. Links neben dem Serizit kryptokristalliner Siderit (Schliff-Nr. 44/064) X Nicols

Bild 3 Fast völlig serizitisierter Plagioklas, randlich diffus in serizitische Matrix übergehend (Schliff-Nr. 86/641) X Nicols

Bild 4 Kaolinitaggregat, vermutlich aus der Umwandlung eines Feldspates, im Süden eines frühdiagenetisch durch Siderit verdrängten Feldspates (Schliff-Nr. 432/64) X Nicols

Bild 5 Anthigener Quarz. Die restliche Porenfüllung besteht aus Kaolinit (Schliff-Nr. 800/64) X Nicols

Bild 6 Vermutlich beginnende Umwandlung von Kaolinit in Serizit (Schliff-Nr. 440/64) X Nicols

Tafel 1

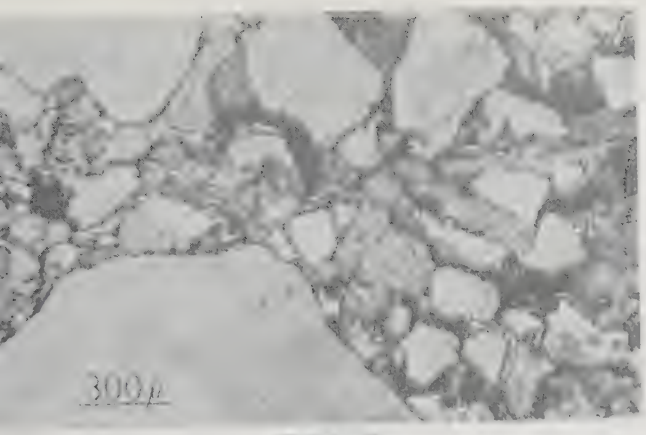


Bild 1

Bild 2

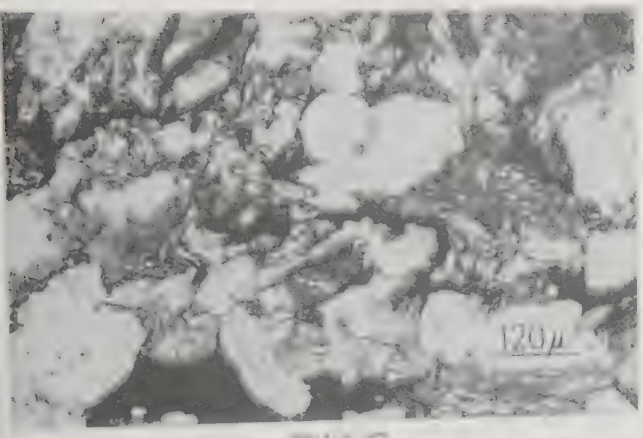


Bild 3

Bild 4

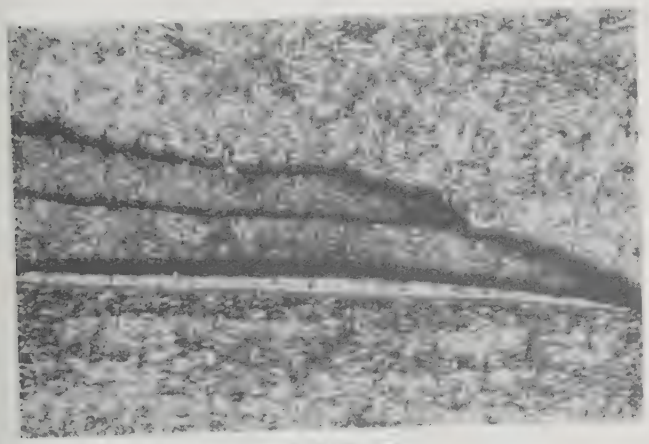


Bild 5

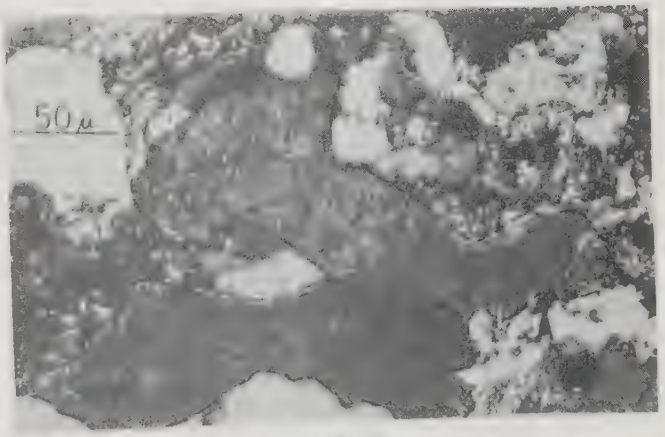


Bild 6

Bild 7

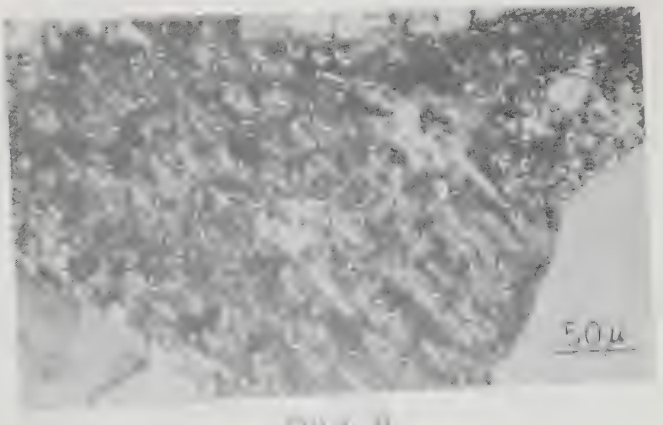


Bild 8

Tafel 2

Bild 1

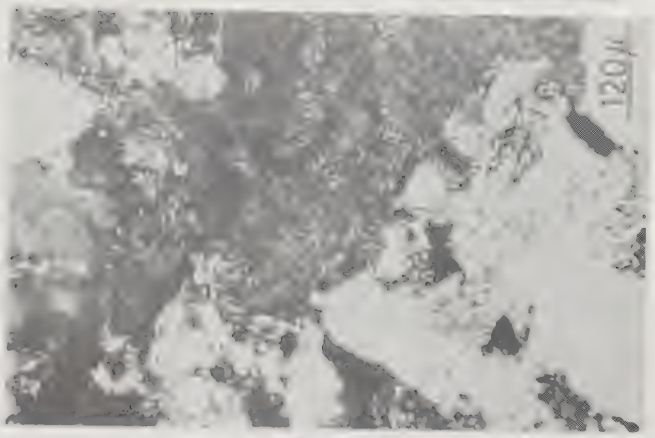


Bild 2

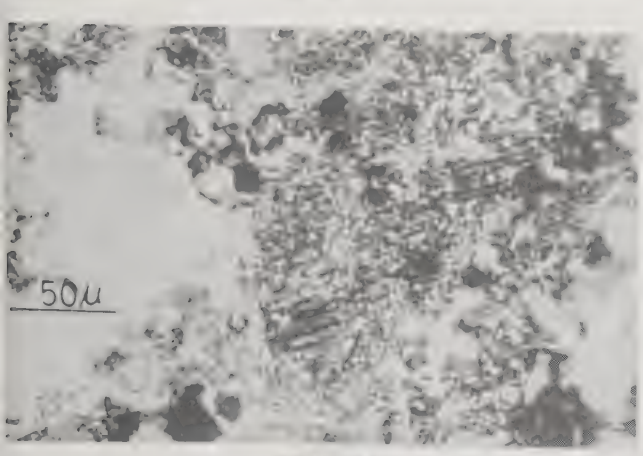


Bild 3

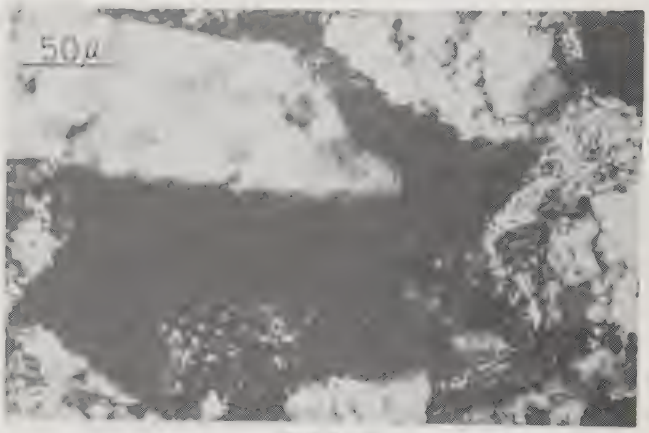


Bild 4

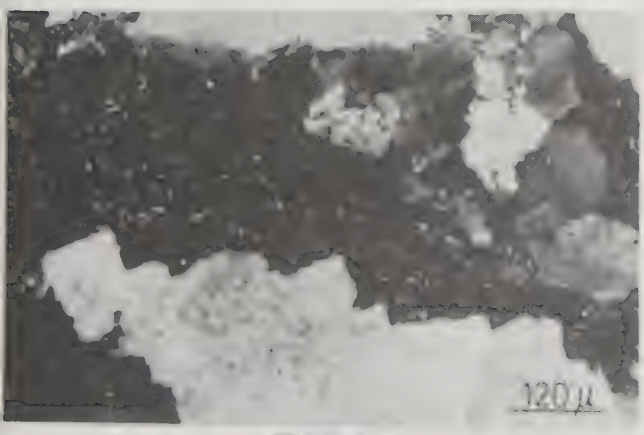


Bild 5

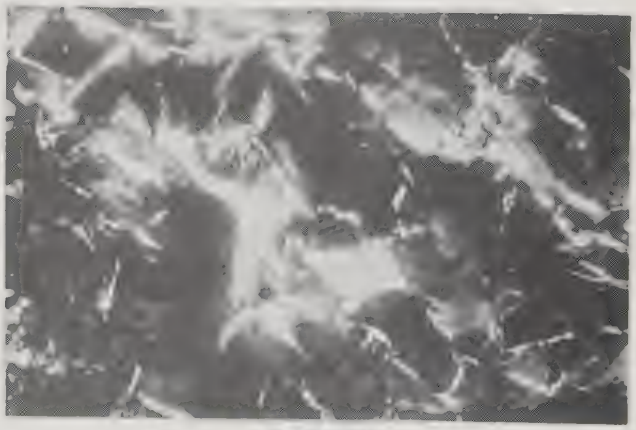


Bild 6

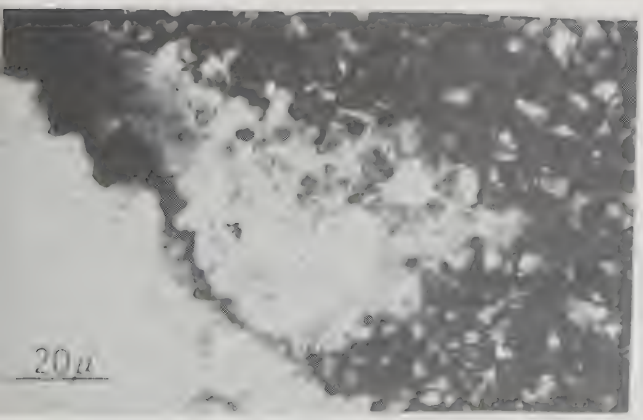
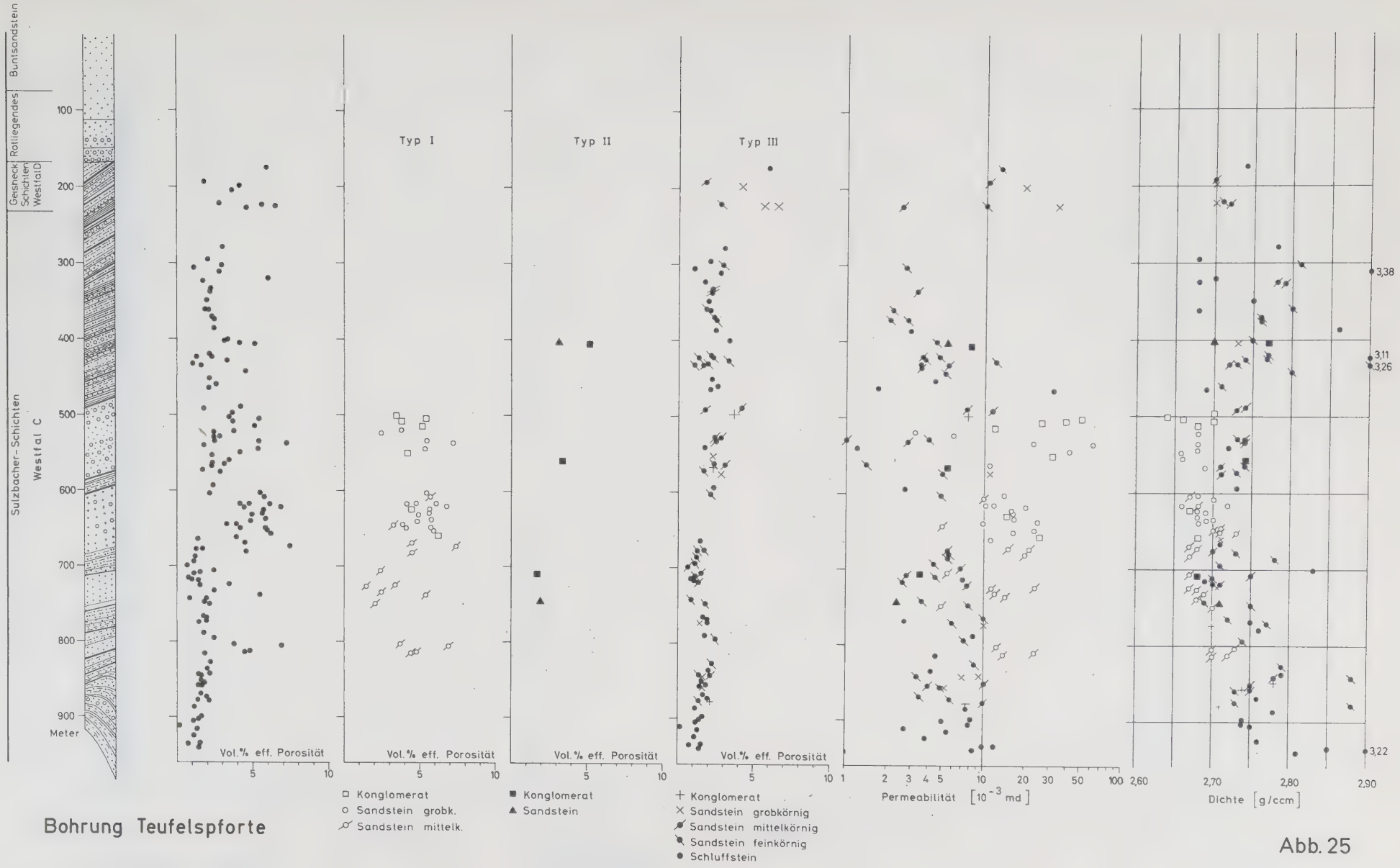


Bild 7

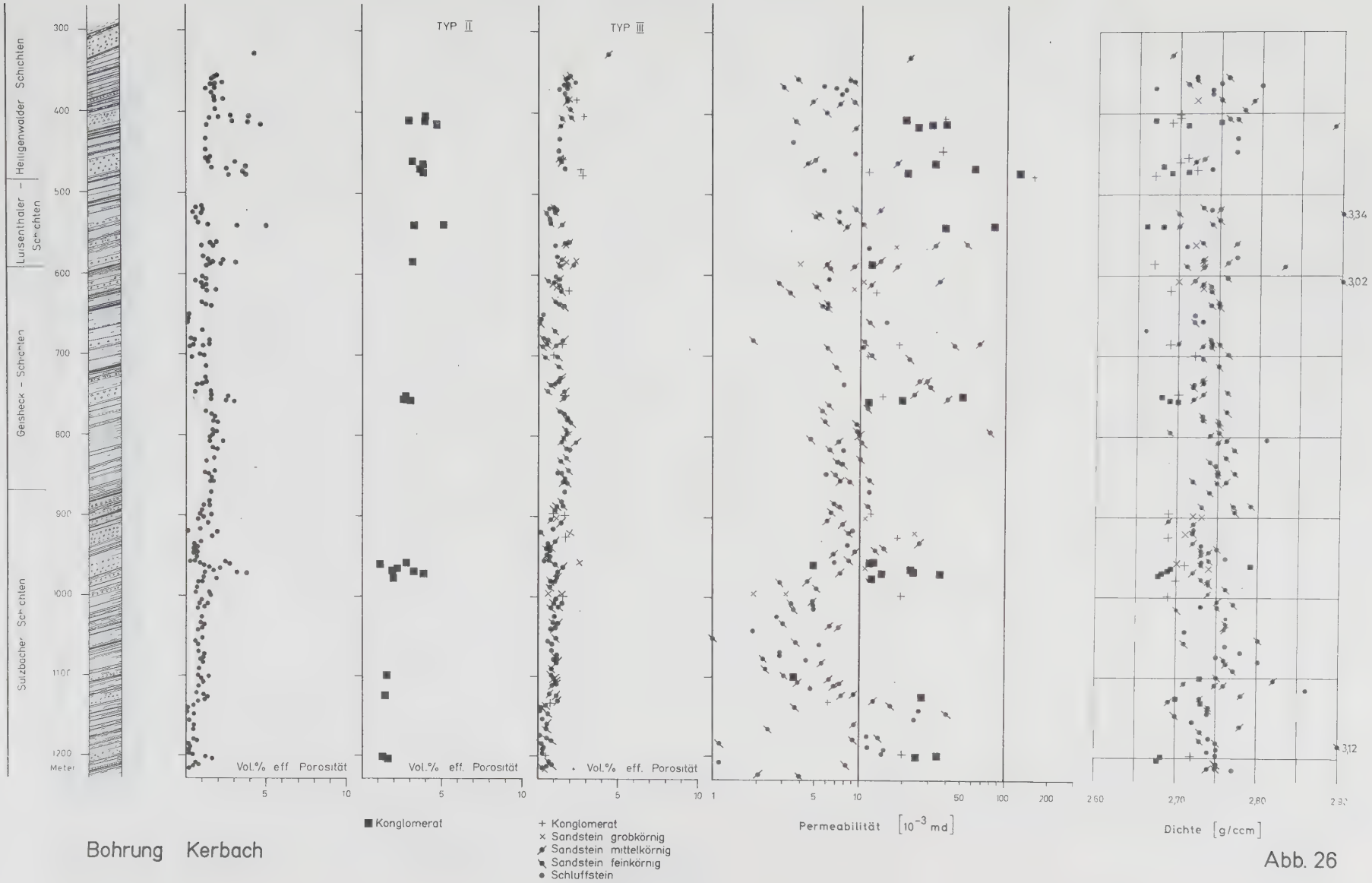
Bild 8

50µ



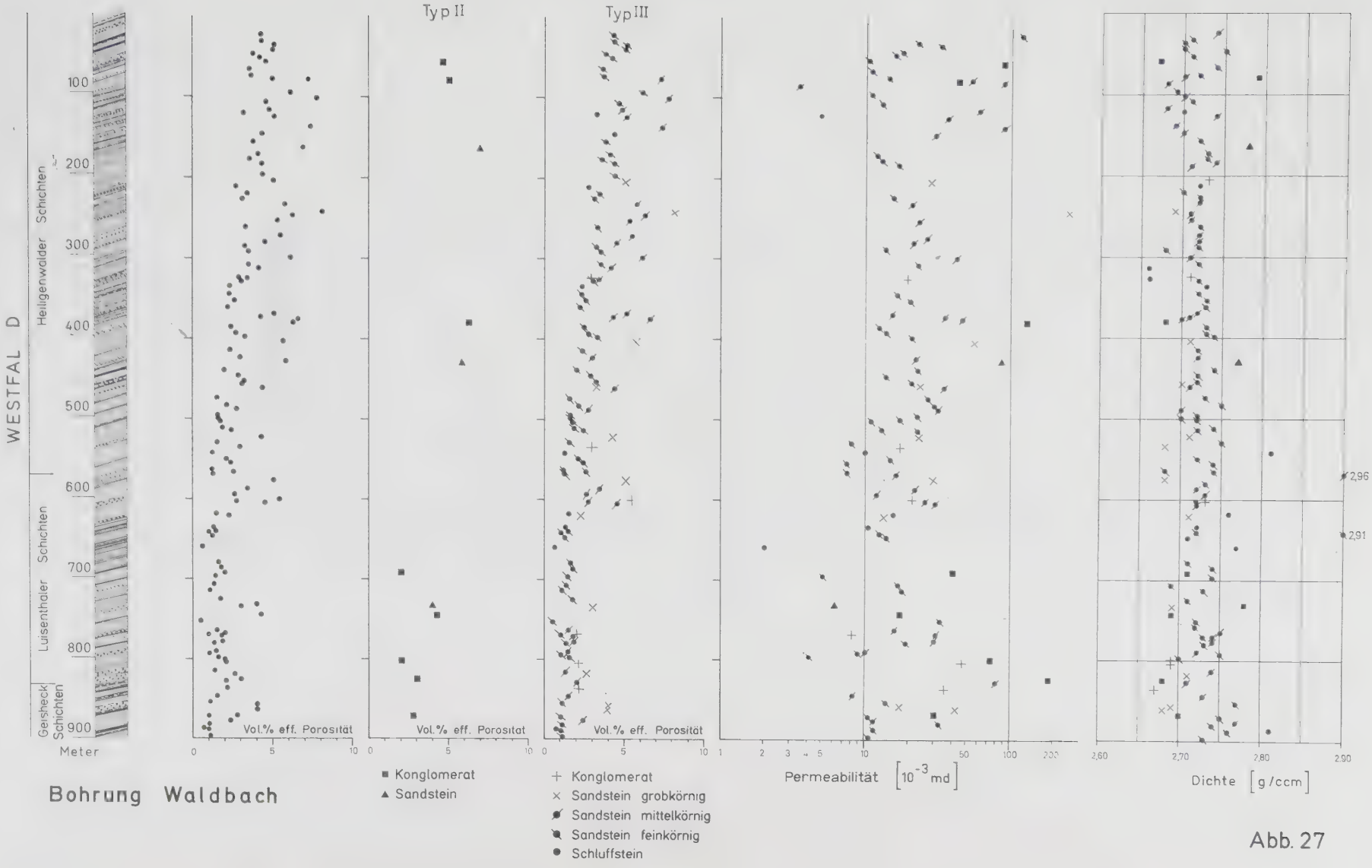
Bohrung Teufelspforte

Abb. 25



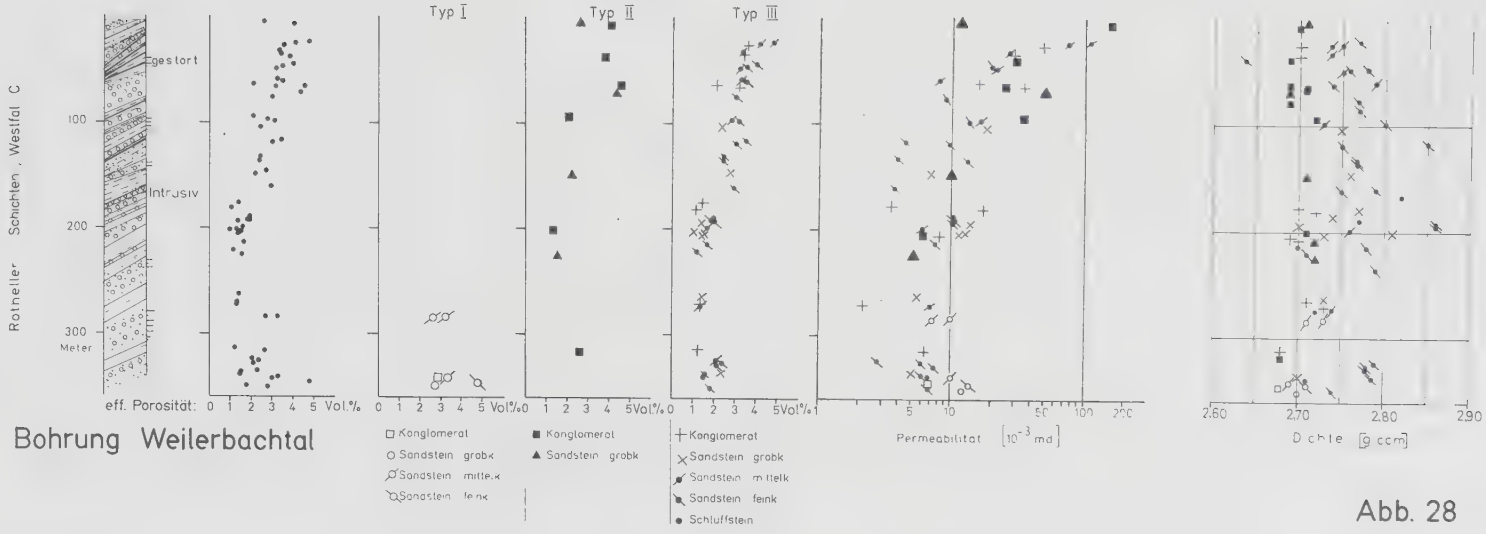
Bohrung Kerbach

Abb. 26



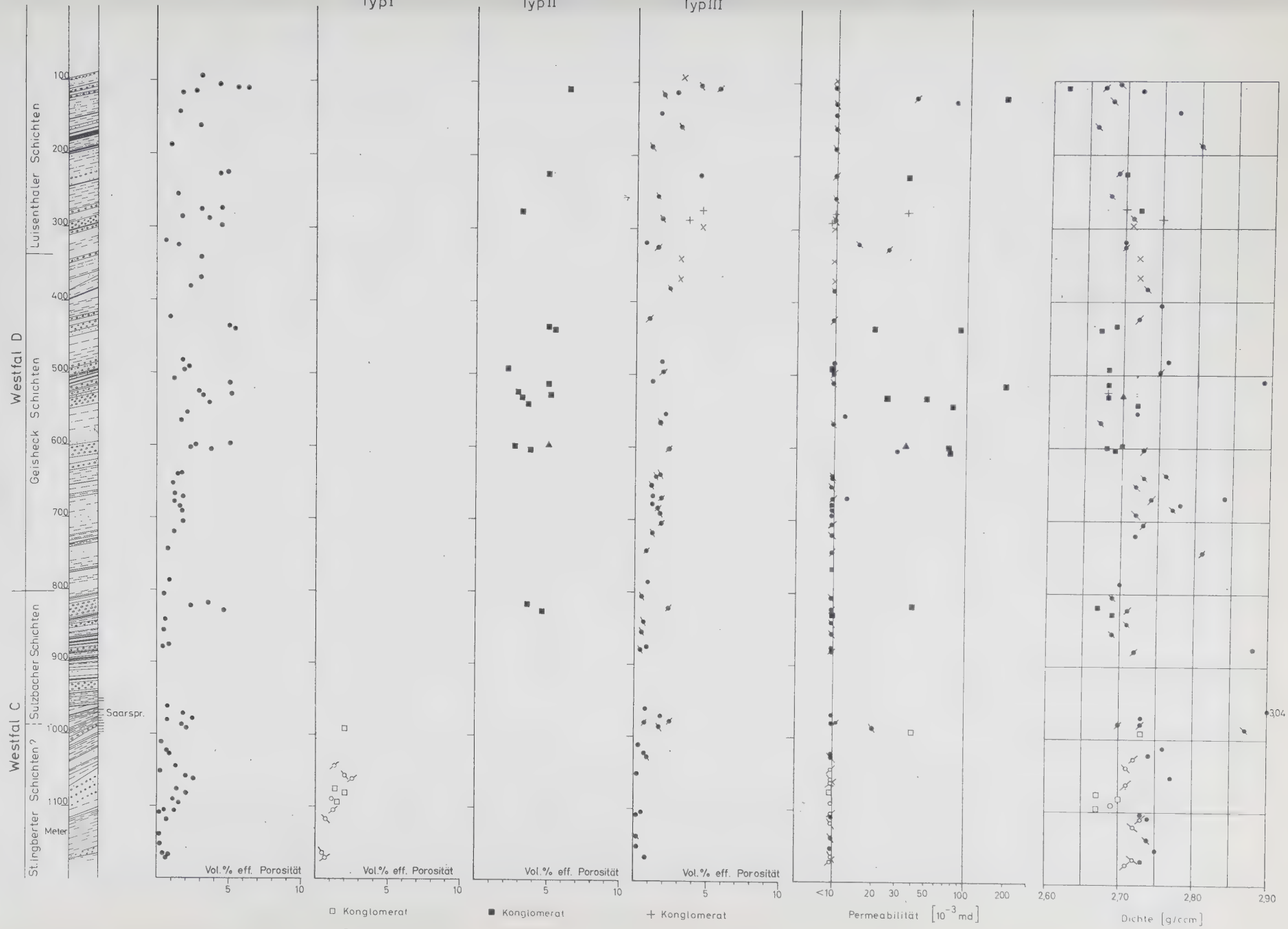
Bohrung Waldbach

Abb. 27



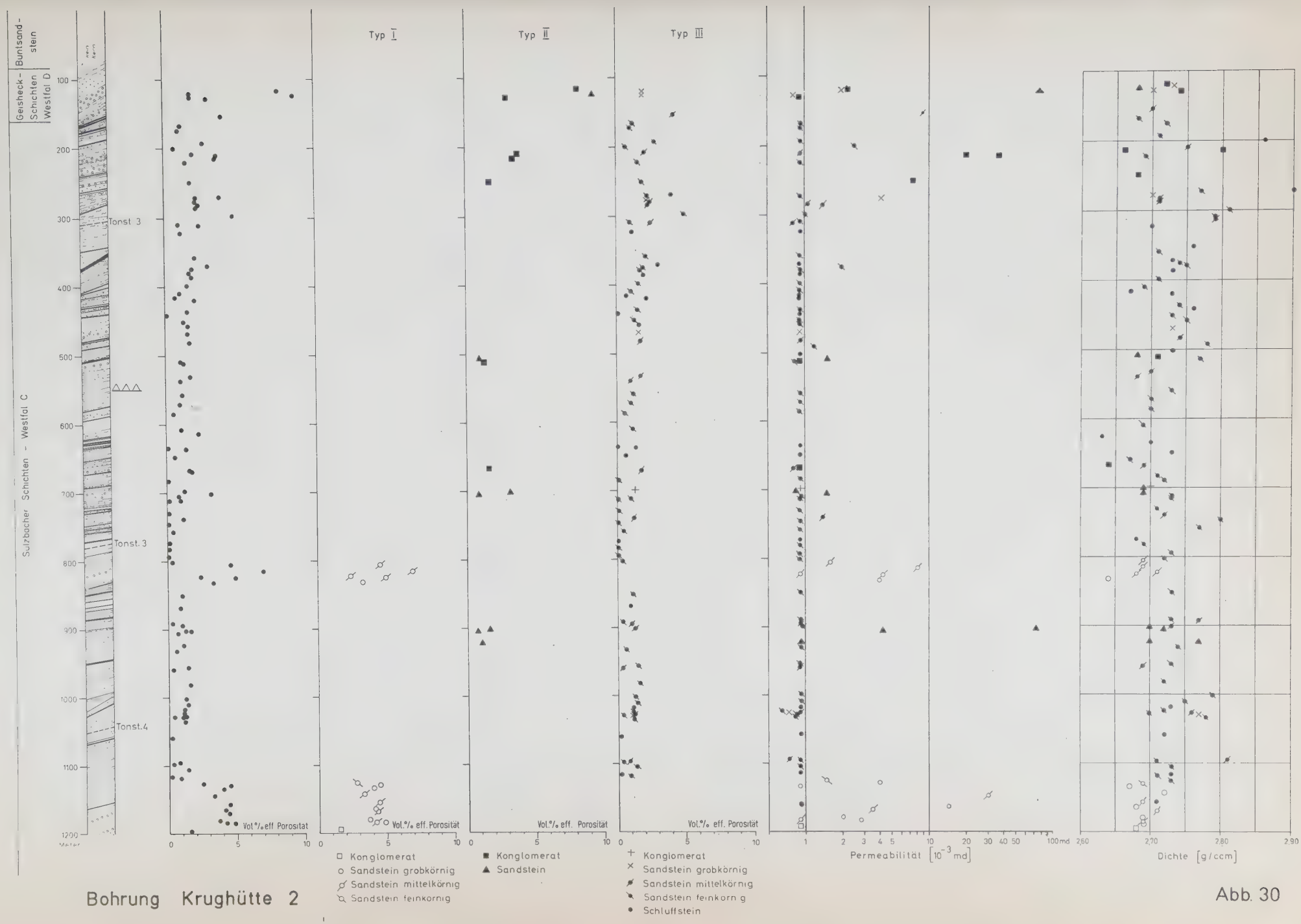
Bohrung Weilerbachtal

Abb. 28



Bohrung Saarbrücken - Nord

Abb. 29



Bohrung Krughütte 2

Abb. 30

Lebenslauf

Am 4. Dezember 1936 bin ich als Sohn des Ingenieurs Kurt Weber und seiner Ehefrau Elfriede Weber, geb. Wiegand, in Finsterwald geboren. Mein Vater starb im Mai 1947 in sowjetischer Kriegsgefangenschaft.

Nach Abschluß der Grundschulausbildung besuchte ich von 1951 bis 1955 die Oberschule in Finsterwalde und von 1955 bis 1956 das Fichteberggymnasium in Westberlin, an dem ich die Anerkennung der in der SBZ bestandenen Reifeprüfung erhielt.

Im Sommersemester 1957 begann ich das Geologiestudium an der Freien Universität Berlin. Hier bestand ich im Sommersemester 1960 die Vordiplomprüfung und im Sommersemester 1963 die Hauptdiplomprüfung jeweils mit den Noten "gut".

Seit November 1962 bin ich verheiratet. Meine Frau Helga Weber, geb. Foerster, ist zur Zeit Medizinalassistentin. Unsere Tochter Ann-Kerstin ist im Mai 1966 geboren.

Von Juli 1963 bis Juni 1966 arbeitete ich an meiner Dissertation.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten:
Bischoff, Drawert, Eckardt, Feußner, Herter, Jahr, Kohler, Kühne, Lassen, Lautsch, Liedholz, Mehnert, Müller, Reutter, Richter, Schenk, Ulrich.